

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia



Estudo do movimento de glaciares na Antártida com interferometria radar de abertura sintética

João Carlos dos Santos Manuel

Dissertação

Mestrado em Engenharia Geográfica

2013

Universidade de Lisboa
Faculdade de Ciências
Departamento de Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia



Estudo do movimento de glaciares na Antártida com interferometria radar de abertura sintética

João Carlos dos Santos Manuel

Dissertação

Mestrado em Engenharia Geográfica

Orientador: Prof. Dr. João Catalão Fernandes

2013

Agradecimentos

Primeiro, queria agradecer à minha mãe, pois sem ela nunca teria chegado aqui, e terminado esta fase da minha vida.

Queria agradecer também aos meus tios, pela força que me deram, e pelo seus excelentes cozinhados

Ao meu orientador, Professor João Catalão, pela ajuda prestada durante a dissertação.

A todos o meus amigos, que me apoiaram, me deram motivação e apertaram comigo quando eu mais necessitei.

Resumo

O estudo da deformação de glaciares e da avaliação do derretimento dos glaciares é importante para a avaliação do impacto que os glaciares têm nas mudanças climáticas. O estudo em regiões inóspitas como a Antártida é limitado, devido ao difícil acesso que apresenta. No entanto, a Antártida é das regiões mais importantes para o estudo da deformação glacial, pois contém importantes indicadores das mudanças climáticas. Técnicas de detecção remota, como a interferometria SAR (InSAR), facilitam este tipo de estudos.

O trabalho realizado na presente dissertação consistiu em desenvolver um estudo da deformação do terreno (gelo e glaciares) em zonas consideradas inóspitas, através de interferometria diferencial SAR (DInSAR). A área em estudo corresponde à Ilha Livingston, Ilha Deception e Ilha Snow. Foi ainda realizado um segundo objectivo que consiste na criação de modelos digitais de terreno (MDT), para efeitos de criação de produtos cartográficos. Serão criados dois MDTs que cobrirão as Ilhas Livingston, Deception e Snow, e a Ilha King George, respectivamente. Para o desenvolvimento dos dois objectivos, são realizadas, então, técnicas de processamento automáticas em imagens satélite que englobam a região

Antes da realização do processamento de interferometria SAR, foi gerado um MDT de referência, com uma resolução de 90 m, através da combinação de um MDT, extraído através de curvas de níveis geradas a partir de cartas da região, e um MDT fornecido pela National Snow and Ice Data Center (NSIDC). Este MDT de referência irá ter um papel importante, mais tarde, no estudo da deformação do terreno, para utilização no processamento das imagens, e para comparação com os modelos digitais de terrenos criados.

O processo InSAR consiste, então, na realização das técnicas de processamento em duas imagens satélite, da mesma zona. O produto que sairá da realização dessas técnicas consistirá num interferograma. Uma vez obtido este produto, tem-se que para o estudo da deformação (técnica DInSAR), é realizada a subtracção automática do MDT de referência com o interferograma, gerando um interferograma diferencial. Este interferograma diferencial representa a deformação do terreno.

No estudo de deformação, foram processados 14 interferogramas, compreendidos entre os períodos de 1993 e 2000. A análise efectuada é dividida por três trajectos, e dentro desses trajectos em várias regiões. Esta análise é realizada de uma forma subjectiva, ou seja, através da contagem do padrão de franjas nos interferogramas, e assumindo, através deste padrão, uma dada taxa velocidade de derretimento glacial. A análise prova que existe uma elevada actividade glacial na região, e que a qualidade dos resultados no estudo da deformação dos glaciares tem a influência de vários factores.

Para a criação do MDT, foram estimadas as altitudes, e realizada a comparação do MDT interferométrico com o MDT de referência, para efeitos de validação, para a região da Ilha de Livingston, Deception, e Snow. No entanto, para o MDT da Ilha King George, visto não haver um MDT de referência, foi apenas exposto o resultado e realizada uma análise subjectiva.

Palavras-chave: Interferometria SAR (InSAR), Interferometria SAR Diferencial (DInSAR), MDT, glacial, deformação, Ilha Livingston, Ilha Deception, Ilha Snow, Ilha King George

Abstract

The study of deformation and the evaluation of glacier melting are important to the assessment of the impact that the glaciers have on climate change. This type of study in remote regions like Antarctica is limited, due to the difficult access. However, Antarctica is one of the most important regions for the study of glacier deformation, as it contains important climate change indicators. Remote sensing techniques, such as interferometry SAR (InSAR rivers), facilitate this type of studies.

The work being done in the present thesis consisted on developing a study of ground deformation (ice and glaciers) in areas considered inhospitable by differential interferometry (DInSAR). The study area covers Livingston Island, Deception Island and Snow Island. It was also accomplished a second objective that consists in the creation of digital terrain models (DTM), for the purposes of creation of cartographic products. It will be created two DTMs which will cover the Islands of Livingston, Deception and Snow, and the King George Island, respectively. For the development of the two objectives, it was done automatic processing techniques in satellite images that cover the region.

Prior to the completion of processing of SAR interferometry, reference MDT was created, with a resolution of 90 m, through the combination of a DTM, extracted from contours generated from region maps, and an DTM provided by the National Snow and Ice Data Center (NSIDC). This reference DTM will play an important role later on, in the study of the deformation, for use in the image processing, and for comparison with digital terrain models created.

The InSAR process consists, therefore, in carrying out processing techniques in two satellite images, of the same area. The product that comes out of the realization of these techniques will be an interferogram. Once obtained this product, for the study of deformation (DInSAR), an automatic subtraction is performed between the reference DTM and the interferogram, generating a differential interferogram. This differential interferogram represents ground deformation.

In the study of deformation, 14 interferograms were processed, between 1993 and 2000 periods. The analysis is divided by three tracks, and within these tracks in various regions. This analysis is performed in subjective way, i.e. by counting the fringe pattern in interferograms, and assuming a melting glacier velocity rate, through this pattern. The analysis proves that there is high glacial activity in the region, and that the quality of results in the study of deformation of glaciers had the influence of several factors.

For the creation of MDT, the altitudes were estimated, and a comparison was held between the DTM InSAR created and the reference DTM, for purposes of validation, for the region of Livingston Island, Deception, and Snow. However, for MDT the island King George, since there is no reference DTM, only the result was exposed and subjective analysis was held.

Keywords: SAR Interferometry (InSAR rivers), Differential SAR Interferometry (DInSAR), DTM, glacier, deformation, Livingston Island, Deception Island, Snow Island, King George Island

Índice

1.	Introdução.....	19
1.1	Apresentação do problema.....	19
1.2	Objectivos.....	20
1.3	Estado da arte	21
1.4	Organização do trabalho	23
2.	Interferometria SAR	25
2.1	Princípios básicos de Radar	25
2.1.1	Equação fundamental do radar.....	26
2.1.2	Comprimento de onda/frequência do sinal.....	26
2.1.3	Polarização	27
2.2	Geometria radar.....	28
2.2.1	Distorções Radar	29
2.3	SAR	30
2.3.1	Princípio SAR através do Efeito de Doppler.	30
2.4	Resolução espacial de uma imagem Radar	31
2.4.1	Resolução de alcance	31
2.4.2	Resolução em azimute	32
2.4.2.1	Resolução no sistema RAR	32
2.4.2.2	Resolução no sistema SAR.....	32
2.5	Speckle	33
2.6	Sensores SAR.....	34
2.7	Interferometria SAR	34
2.7.1	Imagem com formato SLC.....	35
2.7.2	Geometria da interferometria.....	35
2.7.3	Geração do interferograma.....	36
2.7.4	Ambiguidade da altitude.....	38
2.7.5	Componente da dispersão	39
2.7.6	Componente atmosférica.....	39
2.7.7	Coerência.....	40
2.7.8	Descorrelação e ruído	40
2.7.9	Ambiguidade da fase.....	42
2.8	Interferometria diferencial SAR	42

2.8.1	Medição da deformação.	42
2.8.2	Método de interferometria diferencial.....	43
3.	Estudo de deformação na Ilha Livingston, Ilha Deception e Ilha Snow.	45
3.1	Descrição da área de estudo	45
3.1.1	A Ilha de Livingston	45
3.1.2	Ilha Snow	46
3.1.3	Ilha Deception	47
3.2	Imagens SAR.....	49
3.3	Criação do Modelo Digital de Terreno de Livingston.....	50
3.3.1	Georreferenciação das cartas e digitalização das suas curvas de nível.	51
3.3.2	Junção dos Modelos de Elevação.....	52
3.4	Processamento interferométrico diferencial multitemporal da informação SAR	53
3.4.1	Introdução	53
3.4.2	Leitura e corte das imagens	53
3.4.3	Co-registo das imagens	54
3.4.4	Cálculo do interferograma.	59
3.4.5	Cálculo do interferograma diferencial	61
3.5	Análise das séries temporais	62
3.5.1	Trajecto 9.....	63
3.5.2	Trajecto 238.....	71
3.5.3	Trajecto 390.....	93
4.	Criação dos modelos digitais de terreno.....	121
4.1	Descrição da Ilha King George.....	121
4.2	Imagens SAR.....	121
4.3	Processamento interferométrico.....	122
4.4	Análise do MDT	126
4.4.1	Ilhas Livingston, Deception.	126
4.4.1.1	Comparação do MDT InSAR com um MDT de referência.	126
4.4.1.2	Coerência versus Incerteza	129
4.4.2	Ilha King George	130
5.	Conclusões.....	133
5.1	Conclusões do estudo de deformação	133
5.2	Perspectivas futuras e recomendações	134
6.	Referências Bibliográficas	137

Anexos.....	143
Anexo 1 - Descrição pormenorizada da Ilha Livingston.	143
Anexo 2 – Padrões de franjas.....	151

Índice de figura

Figura 1 - Componentes da onda electromagnética (Mather, 2004).	27
Figura 2 – Geometria de aquisição de imagem radar (Hanssen, 2001).	28
Figura 3 - Representação do ângulo de incidência do feixe radar (Mather, 2004).....	29
Figura 4 - Representação das distorções na imagem (Hanssen,2001).....	29
Figura 5 - Resolução em alcance (adaptado do sítio da Internet “nature.berkeley”, da University of California at Berkeley).	31
Figura 6 - Efeito <i>speckle</i> numa imagem SAR ERS-2, em redor de um aeroporto (Ferretti et al., 2007).	33
Figura 7 - Imagem óptica do satélite SPOT, sem o efeito de <i>speckle</i> (Ferretti et al., 2007).	33
Figura 8 - Interferometria de passagem única (A) e de passagem repetitiva (B) (Hanssen, 2001).	36
Figura 9 - Ilha de Livingston (retirado e adaptado do Google Maps).....	46
Figura 10 - Ilha Snow (Antarctic Place-names Commission of Bulgaria, 2005b).....	47
Figura 11 - Localização da Ilha Deception no Arquipélago de South Shetlands (site do Ecophotoexplorers, 2009).	47
Figura 12 - Ilha Deception (retirado do sítio Internet do Deception Island Management Group, 2005).	48
Figura 13 - Esquema do processamento DInSAR efectuado.	53
Figura 14 – Conjunto de pontos com o tempo e posição espacial do satélite	54
Figura 15 - Vectores de translação e a sua respectiva coerência (círculo a vermelho), representados na imagem Master.	57
Figura 16 - Erro absoluto vs coerência.	58
Figura 17 - Histograma dos resíduos resultantes do ajustamento.	58
Figura 18 - Interferograma com o efeito da curvatura terrestre (esquerda). Interferograma corrigido do efeito da curvatura terrestre (direita).	60
Figura 19 – Exemplo de um mapa de coerência (interferograma 19960317).	60
Figura 20 - Exemplo de um interferograma final resultante do processamento (interferograma 19960317).	61
Figura 21 - Mapa da região sul da Península de Hurd.....	64
Figura 22 - Região sul da Península de Hurd, para os interferogramas 19960115 e 19960219. 64	
Figura 23 – Mapa da região do Monte Reina Sofia.	65
Figura 24 - Zona norte da Península de Hurd, para os interferograma 19960115 e 19960212. O círculo vermelho corresponde ao Monte Reina Sofia.....	65
Figura 25 - Mapa da região do Cabo Shirreff.	66
Figura 26 - Interferograma 19960115 (zona do Cabo Shirreff).....	66
Figura 27 – Mapa da região do Glaciar Verila e Etar Snowfield.	67
Figura 28 - Interferograma 19960115 (zona do Glaciar Verila e Etar Snowfield).	67
Figura 29 - Interferograma 19960115 (Península de Hurd e Ilha Rugged).	68
Figura 30 - Interferograma 19960219 (Península de Hurd e Ilha Rugged).	68
Figura 31 - Mapa da Ilha Snow, focando apenas as regiões peninsulares.....	69
Figura 32 - Zona da Ilha Snow do MDT de referência. Não existem regiões peninsulares na Ilha Snow.....	69
Figura 33 - Interferograma 19960115 (região norte e sul da Ilha Snow).....	70

Figura 34 - Interferograma 19960219 (região norte e sul da Ilha Snow).....	70
Figura 35 - Interferograma 19960115 (esquerda) e 19960219 (direita), da Ilha Deception.	71
Figura 36 - Mapa da Península de Hurd.	73
Figura 37 - Interferograma 19960131 (Falésia de Salisbury e de Miers).	73
Figura 38 - Interferograma 19960131 (zona norte da Península de Hurd e Praia Búlgara).....	74
Figura 39 - Mapa da região do Glaciar Huntress.....	74
Figura 40 - Interferograma 19960131 (Glaciar Huntress). Pico Academia e o Pico St. Boris (bola a vermelho)	75
Figura 41 - Mapa da região da Península de Rozhen.	75
Figura 42 - Interferograma 19960131 (Praia de Zagore).	76
Figura 43 - Interferograma 19960131 (Região sul da Península de Rozhen).....	76
Figura 44 - Mapa da região do Peshev Ridge.	77
Figura 45 - Interferograma 19960131 (Região do Glaciar Macy).....	77
Figura 46 - Mapa da região da Península Burgas e Cabo Renier.....	77
Figura 47 - Interferograma 19960131 (região do Cabo Renier).....	78
Figura 48 - Mapa da região do Glaciar Huron.	79
Figura 49 - Interferograma 19960131 (região do Glaciar Húron).	79
Figura 50 - Mapa das zonas referentes ao Glaciar Kaliakra e Saedinenie Snowfield.....	80
Figura 51 - Interferograma 19960131 (região do Glaciar Kaliakra e Saedinenie Snowfield).	80
Figura 52 - Interferograma 19960131 (zona a sul do Glaciar Kaliakra).....	81
Figura 53 - Região do MDT de referência (zona do Cabo Williams).....	81
Figura 54 - Região do Cabo Williams. Interferograma 19960131 do lado direito.	82
Figura 55 - Mapa da região do Glaciar Perunika.	82
Figura 56 - Interferograma 19960131 (Glaciar Perunika).	83
Figura 57 - Mapa da região do Glaciar Tundzha e Pimpirev.	83
Figura 58 - Interferograma 19960131.....	84
Figura 59 - Região que envolve o Pico Snow.....	84
Figura 60 - Interferograma 19960131. Região do pico Snow que se estende até ao Glaciar Tundzha.....	84
Figura 61 - MDT de referência. Zonas do Cabo Melta, Siddons e Hannah.	85
Figura 62 - Interferograma 19960131 (Cabo Siddons e Melta).	85
Figura 63 - Interferograma 19960131 (Cabo Hannah).	85
Figura 64 – Mapa da região da Península Ioannes Paulus II.	86
Figura 65 - Interferograma 19960131 (Península Ioannes Paulus II).	86
Figura 66 - MDT de referência (Cabo Shirreff e Black).....	87
Figura 67 - Mapa da região do Norte da Península de Ioannes Paulus II.....	87
Figura 68 - Interferograma 19960131. Zonas peninsulares a norte da Península Ioannes Paulus II.....	87
Figura 69 - Mapa da região do Domo Rotche.	88
Figura 70 - Interferograma 19960131 para a região do Domo Rotche.....	88
Figura 71 - Mapa da região da Península Byers e Ilha Rugged.....	89
Figura 72 - Interferograma 19960131 para Península Byers e Ilha Rugged.....	89
Figura 73 - Mapa da Ilha Snow.....	90
Figura 74 - Interferograma 19960131 (Zona norte da Ilha Snow)	90
Figura 75 - Interferograma 19960131 (Zona norte da Ilha Snow)	91

Figura 76 - MDT de referência. Não existem regiões peninsulares na Ilha Snow.....	91
Figura 77 -- Interferograma 19960131 para a Ilha Deception.	92
Figura 78 - Mapa da região da Ilha Deception.	92
Figura 79 - Mapa da região da Península de Hurd.	94
Figura 80 – Interferograma 19960212 referente à Península de Hurd.....	95
Figura 81 - Interferograma 19960317 referente à Península de Hurd.	95
Figura 82 - Mapa da região da Praia Búlgara.	96
Figura 83 - Interferograma 19960317 (Praia Búlgara).	96
Figura 84 - Mapa da região do Glaciar Huntress.....	97
Figura 85 - Interferograma 19960317 (Glaciar Huntress)	97
Figura 86 - Mapa da região da Península de Rozhen.	97
Figura 87 – Interferogramas 19960212, 19960317 e 19970127 (Praia de Zagore).	98
Figura 88 - Mapa da região da Praia de Zagore (cima). Interferograma 19960317 (baixo).....	99
Figura 89 - Interferograma 19960212 (cima). Interferograma 19960317 (baixo).	99
Figura 90 - Mapa da região do Glaciar Prespa.	100
Figura 91 - Interferograma 19960317 (Glaciar Prespa).	100
Figura 92 - Mapa da região da do Glaciar Macy (cima). Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Boyana (baixo).....	101
Figura 93 - Mapa da região da do Glaciar Srebarna (cima). Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Srebarna (baixo).	102
Figura 94 - Mapa da região da do Glaciar Magura (cima). Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Magura (baixo).	102
Figura 95 – Mapa da região do Glaciar Iskar.....	103
Figura 96 - Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Magura.	103
Figura 97 – Mapa da região do Cabo Renier. Interferograma 19960212 e 19960317 da mesma região.....	104
Figura 98 – Interferograma 19960317. Zonasleste do Glaciar Huron.....	104
Figura 99 - Mapa da região do Glaciar Huron.	105
Figura 100 - Interferograma 19960317. Zona oeste do Glaciar Huron.....	105
Figura 101 - Mapa da região do Glaciar Kaliakra.	106
Figura 102 - Interferograma 19960317 (Glaciar Kaliakra e Struma).	106
Figura 103 - Mapa da região do Norte da Península de Varna.	107
Figura 104 - Interferograma 19960317 (Norte da Península de Varna).	107
Figura 105 - Interferograma 19960212 e 19960317. Zona referente ao Cabo Williams.	108
Figura 106 - Mapa da região do Glaciar Perunika.	108
Figura 107 - Interferograma 19960317. Glaciar Perunika e o Saedinenie Snowfield.	109
Figura 108 - Interferograma 19960317 (Glaciar Perunika).	109
Figura 109 - Mapa da região da zona central da ilha.	110
Figura 110 - Interferograma 19960317 da zona central da ilha.....	110
Figura 111 - MDT de referência (zona do Cabo Melta, Siddons, Hannah).....	111
Figura 112 - Interferograma 19960212 e 19960317. Zona referente ao Cabo Siddons e Melta.	111
Figura 113 - Interferograma 19960317. Zona referente ao Cabo Hannah.	111
Figura 114 - Mapa da região de Oryahovo Heights.....	112
Figura 115 – Interferograma 19960317 referente à zona do Oryahovo Heights.	112

Figura 116 - Mapa da região do Glaciar Verila.....	113
Figura 117 - Interferograma 19960317 (Glaciar Verila).	113
Figura 118 - MDT de referência (Cabo Shirref e Black).	113
Figura 119 – Mapa da região do Cabo Shirref. Interferograma 19960317 da mesma zona.....	114
Figura 120 - Mapa da região do Domo Rotch.	114
Figura 121 - Interferograma 19960317 (Domo Rotch).	115
Figura 122 - Mapa da região do norte do Domo Rotch. Interferograma 19960317 da mesma zona.	115
Figura 123 - Mapa da região do sul do Domo Rotch. Interferograma 19960317 da mesma zona.	116
Figura 124 – Interferogramas 19960212, 19960317, 19970127 (Península Byers e Ilha Rugged).	117
Figura 125 - Mapa da Ilha Snow.	118
Figura 126 - Interferograma 19960317 da região norte da Ilha Snow.....	118
Figura 127 - MDT de referência (Ilha Snow).	119
Figura 128 - Interferograma 19960317 da região sudoeste da Ilha Snow.....	119
Figura 129 – Mapa da Ilha Deception. Interferograma 19960317 da Ilha Deception.	120
Figura 130 – Imagem da Ilha King George retirada do sítio Internet do Google Maps.	121
Figura 131 - Esquema do processamento InSAR efectuado nesta secção.....	122
Figura 132 - Interferograma enrolado da Ilha Livingston e Deception.	123
Figura 133 - Interferograma enrolado da Ilha King George.	124
Figura 134 - Interferograma desenrolado da Ilha Livingston e Deception.	124
Figura 135 - Interferograma desenrolado da Ilha King George.	125
Figura 136 - MDT de referência.	127
Figura 137 - MDT InSAR.....	127
Figura 138 - Diferenças das altitudes entre o MDT de referência e o MDT InSAR.	128
Figura 139 - Histograma de 20 classes, que representa as diferenças de altitudes entre o MDT de referência e do MDT InSAR.	128
Figura 140 - Mapa de coerência resultante do processamento interferométrico.	129
Figura 141 - Histograma de 20 classes, dos valores de coerência.	129
Figura 142 – Relação entre o erro absoluto da altitude elipsoidal coerência, para cada pixel	130
Figura 143 - MDT da Ilha King George.....	131
Figura 144 - Mapa de coerência da Ilha King George	131

Índice de tabelas

Tabela 1 - Comprimento de onda e frequência das bandas no intervalo microondas (Mather, 2004).	27
Tabela 2 - Características dos satélites ERS e ENVISAT (sítio Internet da ESAC; Massonet e Feigl, 1998).	34
Tabela 3 - Trajectos das imagens adquiridas e processadas.	49
Tabela 4 – Data das imagens referentes ao trajecto 9, a sua respectiva órbita, base perpendicular e base temporal.	49
Tabela 5 – Data das imagens referentes ao trajecto 238, a sua respectiva órbita, base perpendicular e base temporal.	50
Tabela 6 – Data das imagens referentes ao trajecto 390, a sua respectiva órbita, base perpendicular e base temporal.	50
Tabela 7 - Resíduos resultantes da georreferenciação da carta 1:25000.	51
Tabela 8 - Resíduos resultantes da georreferenciação da carta 1:5000	51
Tabela 9 - Precisão para os MDTs que foram utilizados na criação do MDT de referência (Liu <i>et al</i> 1999; site do Instituto Geográfico Nacional). O MDT (RAMP) cobre a Ilha Livingston, Snow e Deception. A carta 1:25000 corresponde à Península de Hurd. A carta 1:5000 corresponde à região em redor do Monte Reina Sofia.	62
Tabela 10 - Tabela com o erro de fase e a nº de franjas com componente topográfica num ciclo de deformação (franja), para os interferogramas 19960115 e 19960219.	63
Tabela 11 - Tabela com o erro de fase e a nº de franjas com componente topográfica num ciclo de deformação (franja), para o interferograma 19960131.	72
Tabela 12 - Tabela com o erro de fase e a nº de franjas com componente topográfica num ciclo de deformação (franja), para o interferograma 19960131.	93

Abreviaturas

ASAR	<i>Advanced Synthetic Aperture Radar</i>
Doris	<i>Delft Object-Oriented Radar Interferometric Software</i>
DInSAR	<i>Differential SAR Interferometry</i>
EGM2008	<i>Earth Gravitational Model 2008</i>
ERS	<i>European Remote Sensing Satellite</i>
Envisat	<i>Environmental Satellite</i>
ESA	<i>European Space Agency</i>
GPS	<i>Global Positioning System</i>
GRS80	<i>Geodetic Reference System 1980</i>
JERS	<i>Japanese Earth Resources Satellite</i>
InSAR	<i>Interferometric Synthetic Aperture Radar</i>
IPCC	<i>Intergovernmental Panel on Climate Change</i>
MDT	<i>Modelo digital do terreno</i>
NASA	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NSIDC	<i>National Snow and Ice Data Center</i>
RAMP	<i>Radarsat Antarctic Mapping Project</i>
RAR	<i>Real Aperture Radar</i>
SAR	<i>Synthetic Aperture Radar</i>
SCAR	<i>Scientific Committee on Antarctic Research</i>
SLC	<i>Single look complex</i>
SRTM	<i>Shuttle Radar Topography Mission</i>
WGS84	<i>World Geodetic System 1984</i>

1. Introdução

1.1 Apresentação do problema

A criosfera tem tido um impacto significativo na Terra, ao longo de milhões de anos, e as incontáveis idades do gelo comprovam isso. Apesar de se ter conhecimento do impacto, positivo ou negativo, que a criosfera acarreta, é necessário compreender as causas que provocam as suas mudanças e acompanhar a sua evolução. Os glaciares e o permafrost são componentes com uma grande importância na compreensão da criosfera, pois ambos são particularmente sensíveis às mudanças climáticas.

O termo permafrost é definido como o solo com a temperatura igual ou inferior a 0º C, durante um período de dois anos (Dobinski, 2011). É importante compreender que o permafrost não é uma forma, mas um estado físico da litosfera e não a sua forma material explícita (Dobinski, 2011), sendo invisível ao olho humano. O permafrost reage numa forma mais lenta e atenuada que os glaciares, e ambos, são observados há mais de um século, sendo considerados bons indicadores do aquecimento global. Portanto, ambos constituem os parâmetros chave na monitorização das mudanças climáticas e o seu impacto nos sistemas terrestre em regiões frias (Haeberli, *et al.*, 2002).

Os glaciares são massas de gelo que se movem constantemente, e que são criadas através da compressão do gelo. Estes podem ser relativamente pequenos com dezenas de metros de comprimentos, ou podem ter centenas de quilómetros. Até ao presente momento, o gelo glacial ocupa 10% da superfície da terra, sendo grande parte deste glaciares localizados em zona remotas (Cuffey e Paterson, 1994). A sua taxa de deslocamento pode variar entre vários anos a minutos. Os glaciares e as camadas de gelo continentais são os melhores indicadores das mudanças climáticas. Estes reagem fortemente ao aquecimento climático, provocando um recuo ou um avanço dos mesmos. Pode-se mesmo dizer que as mudanças no clima estão a afectar a temperatura e precipitação na superfície da Terra, e portanto, terão o mesmo efeito na superfície dos glaciares, que pode contribuir para aumento do nível médio do mar e para aumento de desastres naturais.

Em 2007, o *Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)* publicou uma série de relatórios relativamente às mudanças climáticas que afectam o globo, e que se designava por *Climate Change 2007, the Fourth Assessment Report*. Num dos relatórios, o IPCC concluiu que, as mudanças climáticas, em particular o aumento da temperatura, estavam a afectar muitos ecossistemas, através de observações recolhidas nos continentes e oceanos. Um dos ecossistemas será a criosfera, e que um dos indicadores seria, o alargamento e aumento dos lagos glaciares, o aumento da instabilidade do terreno em regiões cobertas em permafrost, e o aumento de avalanches em regiões montanhosas (Parry *et al.*, 2007).

Monitorizar as camadas de gelo e fluidez dos glaciares torna-se então importante, e medir as suas taxas de deslocamento permite mostrar possíveis alterações no equilíbrio existente nas massas de gelo. As técnicas de Interferometria Diferencial por Radar de Abertura Sintética (DInSAR) tornam possível essa monitorização sem a necessidade de medições no campo, pois isso pode acarretar custos elevados (Strozzi, 2008).

Além de serem excelentes indicadores das mudanças climáticas, a monitorização dos glaciares permite a modelação do sistema terrestre e climatérico, gestão dos recursos hídricos, observações do nível médio do mar, e o controlo dos desastres naturais (Haeberli, *et al.*, 2002).

Sendo a maior massa de gelo do mundo, a Antártida necessita de uma monitorização exaustiva do gelo, e das suas características, pois esta região será, provavelmente, a que proporcionará mais informação relacionada com as mudanças climáticas. Durante esta dissertação, as regiões em estudo focaram a ilha de Livingston e Ilha Deception, situadas relativamente perto da Antártida. A região de Livingston é o local perfeito para este tipo de estudos, devido à sua elevada quantidade de actividade glacial e às suas temperaturas anuais abaixo de 0º. A região é caracterizada pela topografia irregular (glaciares rochosos), e pelas condições atmosféricas extremas, o que por si só já consiste num obstáculo para medições no terreno, tornando o DInSAR uma ferramenta mais propícia para tal.

1.2 Objectivos

A presente dissertação tem como objectivo o estudo da deformação do terreno e a criação de Modelos Digitais de Terreno (MDT) em zonas remotas. Para o efeito serão usadas imagens SAR e processamento interferométrico das mesmas aplicando algoritmos de processamento de imagem radar.

O objectivo principal consiste no estudo e na monitorização da deformação do *permafrost* e dos glaciares na Ilha de Livingston e na Ilha *Deception*, utilizando a interferometria SAR diferencial. Para isso será criado um MDT de referência, necessário durante o processo da interferometria diferencial. O MDT será gerado externamente ao processamento interferométrico, que é o resultado da junção do MDT fornecido pela NASA, através do *Radarsat Antarctic Mapping Project Digital Elevation Model* (RAMP DEM) e de um MDT criado através das curvas de nível de duas cartas georreferenciadas referentes à zona em estudo.

O segundo objectivo consiste na criação de modelos digitais de terreno, através de interferometria SAR (InSAR). Os modelos digitais criados são posteriormente, utilizados na criação de produtos cartográficos, tal como curvas de nível, e na comparação com o MDT de referência.

A área em estudo abrange, maioritariamente, a ilha de Livingston, a Ilha *Deception* e possivelmente outras ilhas vizinhas, dependendo da zona que a imagem compreende. Essas ilhas poderão ser a Ilha *Rugged*, a Ilha *Snow*, e outras ilhas de menor dimensão mas que se situam em redor de Livingston. Todas as ilhas referidas pertencem arquipélago das Ilhas *Shetland*.

1.3 Estado da arte

O radar é uma ferramenta que foi desenvolvida nos meados do século XX, e começou por ser utilizada para fins militares. Este só se tornou disponível para a comunidade científica nos finais da década de 70, em que teve uma evolução histórica, aumentando assim, o seu número de aplicações.

A utilização primária do radar baseia-se na medição de distância de objectos. De uma forma muito simples, o radar emite pulsos electromagnéticos, na banda espectral do microondas, e detecta o reflexo dos objectos detectados.

Uma das classes específicas do radar existentes designa-se por radar imagem, onde está incluído o radar aéreo ou espacial (SLAR). Os SLARs são sensores montados em plataformas aéreas ou espaciais que permitem extracção da informação, em imagem, da superfície da Terra. Todavia, ao contrário dos sensores ópticos, os SLARs, em particular, os radares espaciais têm uma resolução espacial muito limitada. Por esta razão e devido às limitações de cariz atmosférico existentes nos sensores ópticos para efeitos de estudo de detecção remota, foi então desenvolvido o Radar de Abertura Sintética (SAR), que permitia uma melhor resolução na imagem, aliado às vantagens que o radar já oferecia.

O SAR começou por ser utilizado pelo sistema SEASAT, criado pela NASA. A primeira missão ocorreu em 1978, tendo como aplicação estudos oceânicos. A missão durou apenas 100 dias, mas foi um sucesso e o suficiente para que o satélite SEASAT tornasse-se num legado para os seus sucessores. As missões seguintes, que transportavam os sensores SAR, ocorreram em meados da década da 80, com o lançamento do SIR-A e o SIR-B (*Shuttle Imaging Radar*), providenciadas pela NASA, funcionando na banda espectral L. Foi demonstrado com estas missões, que o SAR permitia fornecer o mapeamento da superfície da Terra, e adquirir informação sobre as propriedades físicas dos objectos existentes nessa superfície. Anos mais tarde, a antiga União Soviética lançou, ainda, os primeiros sensores SAR que funcionavam com banda S, e que estavam acoplados nos satélites Cosmos-1870 e ALMAZ-1. Todos os satélites mencionados já não se encontram em funcionamento.

No final da década de 80 começou-se a tornar popular o uso dos sistemas SAR na interferometria, apesar dos serviços militares dos Estados Unidos, em 1971, terem feito as primeiras experiências de interferometria com radares aéreos, e Graham (1974), ter demonstrado a utilização de interferometria nos radares aéreos, ao utilizar duas antenas e interferometria aditiva, tendo sido o primeiro a publicar resultados sobre o assunto. Só na década de 80, Goldstein e Zebker (1987) produziram o primeiro interferograma, utilizando duas antenas separadas horizontalmente, em que recebiam sinais reflectidos pela superfície do mar. Li e Goldstein (1987) demonstraram, também, pela primeira vez, a técnica de interferometria de passagem por repetição, em que são utilizadas imagens satélite, da mesma zona, adquiridas em épocas diferentes, que eram provenientes do satélite SEASAT. Foram publicados mais resultados sobre o assunto utilizando imagens, não só do SEASAT, como do SIR-B (Gabriel e Goldstein, 1988; Goldstein, *et al.* 1988; Li e Goldstein, 1987, 1990; Prati, *et al.*, 1990), tendo como objectivo principal a estimação da topografia do terreno.

Apesar dos diversos estudos efectuados, a informação satélite não era suficiente, contudo, na década de 90, foram lançados mais satélites. A NASA lançou em 1994 o SIR-C, a Agência Espacial Canadiana (CSA), com o RADARSAT, em 1995 e a agência espacial japonesa, com o seu programa SAR designado por JERS. A Agência Espacial Europeia (ESA) lançou os seus primeiros satélites equipados com sensores SAR. O ERS-1 e ERS-2, lançados em 1991 e 1995, respectivamente, permitiram um importante avanço na interferometria radar. Apesar dos satélites aqui mencionados já não se encontrarem em funcionamento, com a implementação destes novos satélites, a quantidade de informação de imagem radar aumentou, permitindo um aumento de investigação no campo da interferometria SAR.

A interferometria radar tem sido bastante importante no mapeamento da superfície da Terra, do gelo, da topografia da superfície do mar e no estudo da deformação do terreno. As primeiras experiências de interferometria SAR tinham como objectivo o mapeamento da topografia, ou seja, assentava na criação de modelos de digitais de terreno tirando partido do efeito estereoscópio que traduzia a diferença de posição observada entre as duas imagens.

Os dois satélites ERS, com as suas aquisições regulares e com a diferença temporal de um dia (designada por “missão tandem”), tornaram-se numa grande fonte de informação para a criação de modelos de elevação interferométricos, com uma cobertura quase global (Hanssen, 2001). A “missão tandem” permitia a utilização da técnica de interferometria de passagem por repetição, com uma base temporal de 1 dia, reduzindo contribuições e ruído desnecessários da fase. A ESA lançou, ainda, em 2002, o ENVISAT, um satélite de observação, com uma órbita polar, tornando-se no sucessor do sistema ERS. O satélite continha um sistema SAR, nunca antes visto, denominado de *Advanced System Aperture Radar* (ASAR). O ASAR é uma versão melhorada do SAR convencional, fornecendo capacidades superiores a este. Em Abril de 2012, o satélite ficou inactivo e sua missão chegou ao fim, no entanto, forneceu muita informação para futura investigação, no campo das ciências da terra.

Em 2000, com o lançamento da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), pela NASA, sendo acoplado ao *Space Shuttle*, utilizou-se o mesmo conceito de diferença temporal que o sistema ERS, no entanto, aplicou-se a técnica de interferometria por passagem única, em que se utilizavam duas antenas, para apenas um veículo. A missão foi um sucesso, pois permitiu retirar modelos de elevação, através de interferometria, de uma grande parte superfície da Terra, entre as latitudes 60°N e 57°S, com uma resolução 1 arco de segundo, o que nunca tinha sido feito até à data (Rabus *et al*, 2003). Até ao presente momento, os satélites de observação da Terra que se encontram em órbita, e que contêm instrumentos SAR, são: o Cosmo-SkyMed, lançado pela Agência Espacial Italiana; o Radarsat-2 lançado pela CSA; o TerraSAR-X e TanDEM-X lançados, através de uma parceria do Centro Aeroespacial Alemão e uma empresa privada.

As aplicações principais dos modelos digitais de elevação incluem telecomunicações e mapeamento hidrológico e previsões de inundações, cartografia, e geofísica (Hanssen, 2001). Os MDTs derivados de interferometria podem ser, também, utilizados para estudos de deformação.

A técnica de interferometria aplicada aos estudos de deformação denomina-se por interferometria diferencial, ou DInSAR. O DInSAR é uma técnica única que permite o mapeamento da deformação da superfície ao longo do tempo, com uma precisão elevada.

Em 1989, Gabriel *et al.*, aplicou esta técnica pela primeira vez, utilizando imagens fornecidas pelo satélite SEASAT SAR, com o objectivo de observar o movimento do terreno em campos de agricultura. A partir desse momento, as aplicações do DInSAR expandiram-se a outras formas de estudo da deformação da superfície, tornando-se bastante importante para os mais variados campos de investigação nas ciências da Terra, como a monitorização da subsidência do terreno (Gabriel *et al.*, 1989; Amelung *et al.*, 1999), deformações pós-sísmicas e processos tectónicos (Massonet *et al.*, 1993, 1994; Peltzer and Rosen, 1995; Peltzer *et al.*, 1996; Chorowicz *et al.*, 1995), investigações vulcânicas (Massonet *et al.*, 1995 e Rosen *et al.*, 1996), monitorização dos glaciares e camadas de gelo (Goldstein *et al.*, 1993; Joughin *et al.*, 1996; Rignot, 1998; Kwok *et al.*, 1998), deslizamento do terreno (Fruneau *et al.*, 1996; Massonnet *et al.* (1997); Colesanti *et al.*, 2003). Há ainda revisões das aplicações do DInSAR, fornecidas por Massonnet e Feigl (1998), Rosen *et al.* (2000), e Hanssen (2001).

Existem vários métodos de implementação do DInSAR, o mais básico será utilização de duas imagens, para a produção de um interferograma, e a extracção da sua componente da deformação, todavia, esta sofre limitações, portanto, surgiram outras técnicas mais avançadas. Este tópico será explicado, pormenorizadamente, no capítulo 2, em particular, na secção de interferometria diferencial.

1.4 Organização do trabalho

A estrutura da presente dissertação está dividida em 5 capítulos. De seguida irá ser apresentado um resumo de cada capítulo.

Na primeira fase da dissertação, é apresentado o problema da dinâmica dos glaciares e das camadas de gelos, e o impacto que tem no ecossistema global. São também descritos os objectivos, sendo feita uma pequena introdução do trabalho que foi realizado, referido a sua estrutura, o material e os métodos utilizados.

No capítulo 2, são apresentados os fundamentos da imagem radar, tal como os seus parâmetros, a sua geometria e características. De seguida, são apresentados os princípios de interferometria, referindo a sua geometria e suas propriedades básicas, e os passos necessários para a geração do interferograma, tal como as fontes de erro e os erros a ter em consideração. Por fim, é explicado a técnica de interferometria diferencial SAR, e os vários métodos associados a essa técnica.

No terceiro capítulo, é apresentado o estudo de deformação da ilha Livingston, e envolve vários passos. Inicialmente descreve-se as imagens SAR utilizadas, de seguida é descrito o MDT de referência que será utilizado na fase final do processamento interferométrico diferencial. Logo a seguir, vem a descrição de todo o processamento interferométrico realizado pelo *software* DORIS, para a determinação do interferograma diferencial. Essa descrição passa pela leitura das imagens e seu coregisto, até a geração do interferograma, concluindo com a subtracção do MDT de referência pelo interferograma, para a criação do interferograma diferencial. Por fim, é realizada a representação dos dados resultantes do processamento e a sua análise pormenorizada.

No capítulo 4, é exposto todo processo que envolve a criação de dois MDT para à Ilha Livingston e para Ilha King George, respectivamente. São descritas as imagens utilizadas, e todo o processamento interferométrico que é necessário para a criação de um MDT. É, ainda, efectuado uma análise estatística do MDT da Ilha Livingston, e uma comparação deste com o MDT de referência descrito no capítulo anterior. Finalmente são expostos os MDTs e os produtos cartográficos resultantes dos mesmos.

No último capítulo, são descritas as conclusões dos resultados, algumas considerações finais, e recomendações futuras.

2. Interferometria SAR

2.1 Princípios básicos de Radar

Antes de se iniciar a descrição e compreensão do processo que envolve a interferometria, serão explicados os princípios básicos que lhe são inerentes.

O radar é um sistema sensor activo que emite ondas electromagnéticas na banda microondas. O sistema tem a capacidade de detecção de radiação em quaisquer condições atmosféricas e a qualquer hora do dia, o que por si só, já consiste, numa enorme vantagem em relação a outros sistemas de detecção remota, tal como, os sistemas ópticos.

Os sensores radar são bastante diferentes dos sensores ópticos, em particular, na resposta que a energia, que interage com os objectos, oferece. O radar fornece energia electromagnética com um intervalo de frequência que varia entre 0.3 GHz e 300 GHz, ou seja, na região das microondas, enquanto os sensores ópticos detectam na radiação de luz visível e infravermelho. Ou seja, embora, os sensores ópticos detectem o objecto consoante as suas propriedades químicas, os sensores radar interagem com alvo de acordo com as suas propriedades dieléctricas, a sua rugosidade e a sua forma geométrica, o que faz com que a informação seja diferente nos dois sistemas.

Normalmente, o radar divide-se em dois grupos, sensores activos, que emitem e recebem a sua própria radiação, e sensores passivos que simplesmente recebem a radiação proveniente do terreno. O radar imagem está incluído nos sensores activos. Existem dois tipos de radares de imagem, o Radar de Abertura Real (RAR) e o Radar de Abertura Sintética (SAR). O RAR é o radar mais convencional, em que se utiliza uma antena física, enquanto o SAR utiliza uma antena virtual. O SAR e as suas características serão explicados mais adiante.

O princípio de funcionamento de radar consiste, de uma forma muito simples, na emissão de pulsos electromagnéticos pelo sensor na direcção de um alvo, sendo reflectida uma porção de energia destes pulsos, por esse alvo, na direcção da antena do sensor, onde é recebida como um eco do sinal original. A informação recebida pelo sensor consiste na magnitude, na fase, a polarização, a frequência de Doppler, e o tempo que o sinal demora, entre a transmissão e recepção. Através do tempo é determinada a distância entre o alvo e o sensor. Essa distância denomina-se por alcance inclinado (ou *slant range*).

O radar é constituído, maioritariamente, por um transmissor, antena, receptor, modulador, sincronizador, oscilador e um sistema de informação que processa e armazena os dados. A antena tem como propósito direccionar e focar a energia no terreno. Nos radares mono estáticos a antena é usada como um transmissor e um receptor. O transmissor, como é óbvio, emite o sinal, e o receptor recebe o sinal reflectido pelo alvo. O sincronizador é um dispositivo que sincroniza as funções de todos os elementos do sistema radar e produz uma cadeia de pulsos. Essa cadeia denomina-se por frequência de repetição do impulso (PRF). O modulador serve para determinar a duração do pulso, que vai ter influência na resolução de alcance. O oscilador irá amplificar a potência do sinal recebido, diminuindo-lhe a frequência, pois o sinal, reflectido pela superfície e recebido pelo receptor, é uma porção do sinal transmitido,

tornando o sinal útil. E ainda, o detector que recupera a forma da onda do sinal (Henderson e Lewis, 1998).

2.1.1 Equação fundamental do radar

Para radares mono estáticos a equação radar é definida pela equação 2.1 (Henderson e Lewis, 1998).

$$P_R = P_T(\sigma^0 A) \left(\frac{G^2 \lambda^2}{(4\pi)^3 R^4} \right) \quad (2.1)$$

A potência de energia transmitida (P_T) é directamente proporcional a potência recebida (P_R), que provém da área iluminada (A) é definida pela resolução da célula. O alvo que se encontra nessa área é caracterizado pelo coeficiente de reflexão radar (σ^0). G define o ganho da antena, que é capacidade de antena focar a energia na área iluminada, λ é o comprimento de onda emitido pelo sistema e R é a distância do sensor ao alvo.

Os parâmetros que irão influenciar o sinal recebido são o comprimento de onda ou frequência, polarização, o ângulo de vista, a direcção do feixe e a resolução, rugosidade da superfície, as propriedades dieléctricas do alvo e o ângulo do declive do terreno e a sua orientação (Henderson e Lewis, 1998).

2.1.2 Comprimento de onda/frequência do sinal

Existem duas formas de utilizar a definição e a nomenclatura do sinal, a sua frequência ou o seu comprimento de onda, no entanto, adoptar-se-á, por convenção, o comprimento de onda do sinal.

Uma onda electromagnética é caracterizada pela sua amplitude e comprimento de onda. Esse comprimento é inversamente proporcional à frequência da onda, e é exprimido através da Teoria da Onda de Maxwell, $\lambda = c/f$.

Como o radar imagem é um sistema activo, é possível controlar as suas características, como o comprimento de onda, o ângulo de depressão e a polarização do sinal. Como este detecta a informação da rugosidade da superfície e a sua condutividade eléctrica, o tamanho do comprimento de onda irá, então, ter influência no sinal que é retro-difundido, relativamente à interacção com a superfície. Podemos dizer de uma forma simples que a radiação interage com os objectos, de acordo com o tamanho do comprimento de onda. Por exemplo, a banda X interage mais facilmente, com as folhas de uma árvore comum, que a banda L, pois é como que “atravessasse” as folhas sem difusão ou absorção. Os sistemas radar funcionam em várias bandas de comprimentos de onda, que estão distribuídos pela banda microondas, onde os satélites ERS utilizam a banda C.

Tabela 1 - Comprimento de onda e frequência das bandas no intervalo microondas (Mather, 2004).

Banda	Intervalo do comprimento de onda (cm)	Intervalo de frequência (MHz)
P	100 – 30	300 – 1000
L	30 – 15	1000 – 2000
S	15 – 7.5	2000 – 4000
C	7.5 – 3.75	4000 – 8000
X	3.75 – 2.40	8000 – 12500
Ku	2.40 – 1.67	12500 – 18000
K	1.67 – 1.18	18000 – 26500
Ka	1.18 – 0.75	26500 – 40000

2.1.3 Polarização

Tal como o comprimento de onda, a polarização também é uma propriedade importante na radiação electromagnética. Como é sabido, a onda electromagnética é constituída por três vectores: o campo magnético, campo eléctrico, e a direcção da propagação. A polarização refere-se à orientação do campo eléctrico e tem efeito na magnitude ou intensidade proveniente do sinal reflectido. Essa orientação pode ser vertical, horizontal ou ter outro ângulo.

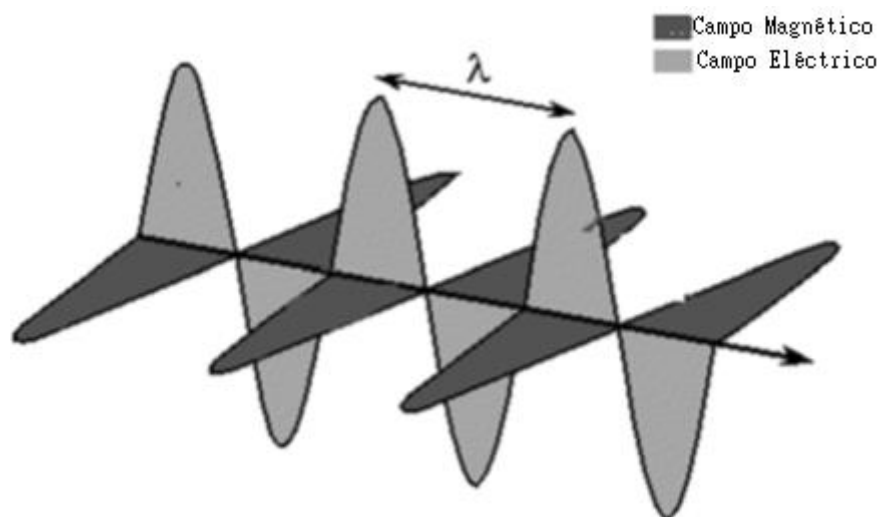


Figura 1 - Componentes da onda electromagnética (Mather, 2004).

Os sensores radares activos podem controlar a orientação do campo eléctrico no modo horizontal ou vertical. Se o sinal é transmitido e recebido em modo horizontal, então a polarização designa-se por HH, se for em modo vertical designa-se por VV. Este tipo de polarização denomina-se por polarização paralela. Existe ainda a polarização cruzada, em que o sinal é transmitido em modo horizontal e recebido em modo vertical, ou vice-versa (HV e VH, respectivamente).

2.2 Geometria radar

Uma das grandes diferenças que existe entre os sensores ópticos e radares é o facto de, a aquisição de uma imagem radar ser realizada obliquamente á sua plataforma.

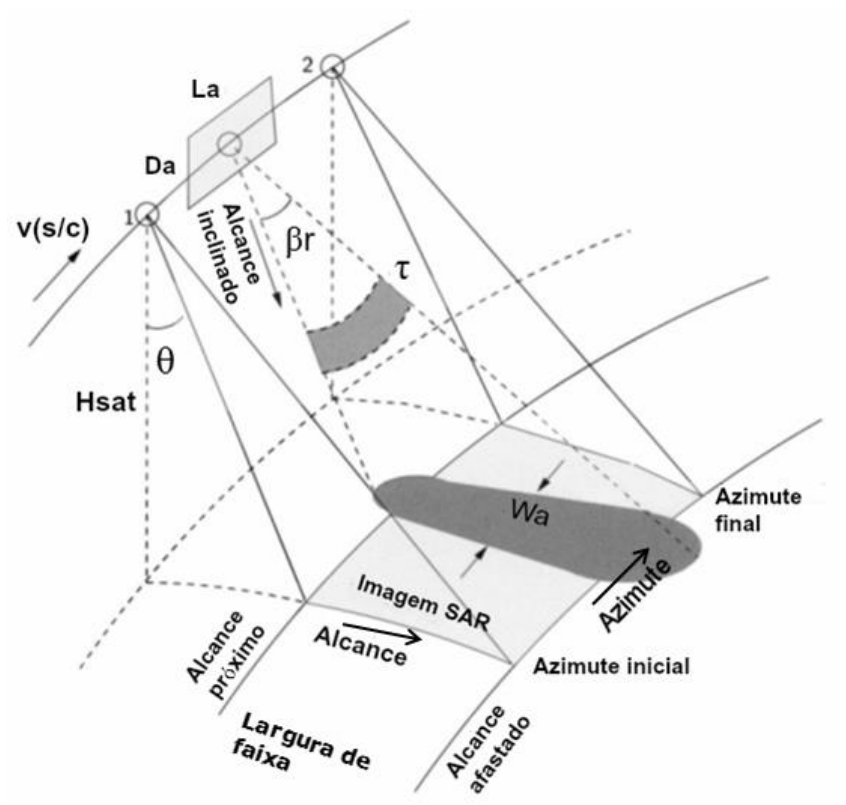


Figura 2 – Geometria de aquisição de imagem radar (Hanssen, 2001).

Na figura 2, a largura de faixa (ou *swath*), corresponde à área iluminada pelo sensor. A dimensão perpendicular ao voo designa-se por *alcance* (*range*) e o *azimute* corresponde à dimensão que se encontra na direcção da trajectória do satélite. A distância que o pulso percorre, quando é transmitido e recebido pelo satélite, designa-se por *alcance inclinado* (*slant range*) e a sua projecção no terreno designa-se por *alcance projectado* ou simplesmente, *alcance* (*ground range*).

O ângulo de vista (β) corresponde ao ângulo de abertura da antena, e L corresponde ao tamanho da antena. A zona que é coberta pelo satélite é delimitada pelo *azimute inicial* e pelo *azimute final*, na direcção azimute, e pelo *alcance próximo* e o *alcance afastado*, na direcção do alcance.

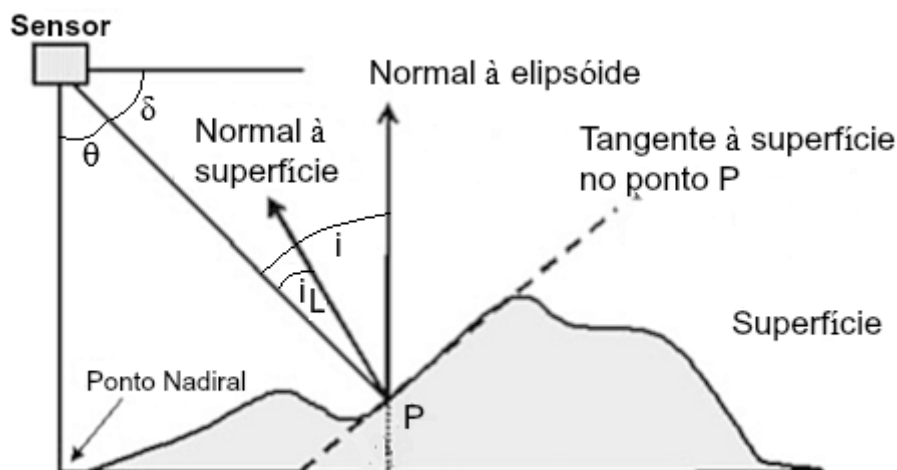


Figura 3 - Representação do ângulo de incidência do feixe radar (Mather, 2004).

O *ângulo de depressão* (δ) é o ângulo entre a linha horizontal da antena e o feixe transmitido. O *ângulo de incidência* (i) é definido pela linha do feixe radar e o plano da normal à elipsóide e o *ângulo de incidência local* (i_L) é definido pela direcção desse feixe e a normal à superfície. Como este ângulo vai depender da normal à superfície, então vai depender do declive local, pois o declive do terreno não é constante. Significa então que a reflectividade proveniente dos alvos reflectores na imagem vai depender do seu ângulo de incidência.

2.2.1 Distorções Radar

Como já foi referido, o radar observa em modo oblíquo. Este modo provoca distorções geométricas na imagem devido à elevação do terreno. Até a projecção no elipsóide na direcção em alcance provoca esse tipo de distorções devido à variação do ângulo de incidência local (Hanssen, 2001).

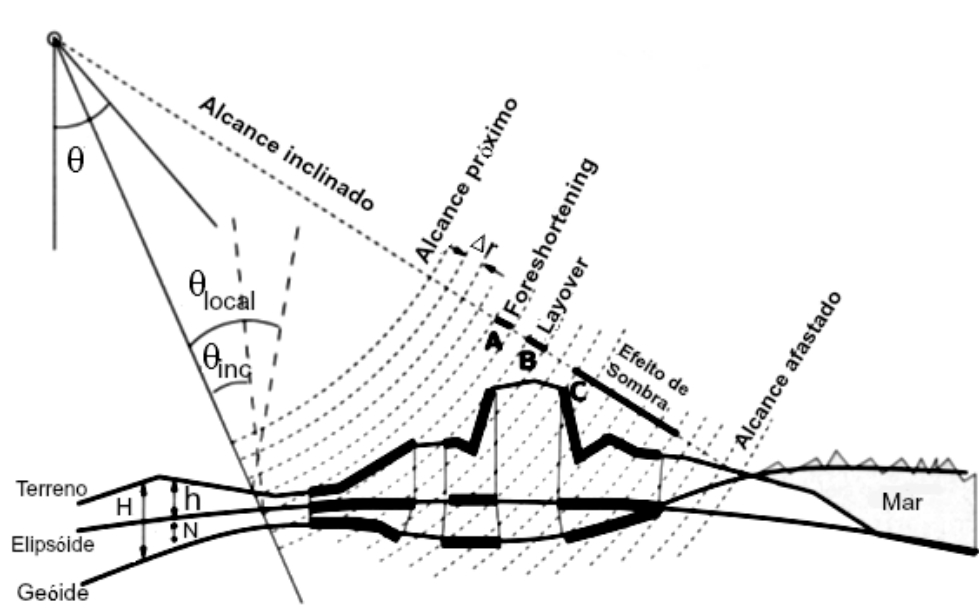


Figura 4 - Representação das distorções na imagem (Hanssen, 2001).

i. **Layover**

O efeito *layover* ocorre quando o feixe atinge primeiro o topo de um objecto com um declive elevado e depois a sua base, sendo o objecto representado de um modo invertido em relação à sua forma original. Ou seja, a ordem dos elementos da superfície reflectidos é invertida em relação a ordem no terreno. Há ainda que considerar que quanto menor for o ângulo de incidência mais intenso é o efeito do *layover*.

ii. **Foreshortening**

Quando as encostas ou áreas montanhosas estão viradas na direcção do sensor, as diferenças do alcance inclinado entre dois pontos que se situam no topo e na base, respectivamente, sejam menor do que em terrenos planos, essa diferença transmite-se num efeito de compressão do terreno na imagem radar. Este efeito denomina-se por *foreshortening*, e é máximo quando a superfície do terreno é perpendicular ao feixe do sensor.

iii. **Efeito de sombra**

O efeito de sombra acontece quando o feixe do sensor não consegue iluminar o objecto na imagem, isto acontece quando o terreno está virado contrariamente ao sensor. Se ângulo do declive desse terreno é menor que o ângulo de depressão, então a superfície é visível na imagem, caso contrário, os elementos retos dispersados aparecem com efeito de sombra.

2.3 SAR

O sistema radar referido neste trabalho designa-se por sistema SAR (Radar de Abertura Sintética). O SAR é um sistema radar que está acoplado numa plataforma espacial, em que o sensor emite a radiação de um modo inclinado em relação à plataforma, e utiliza o trajecto de voo dessa plataforma para simular electronicamente uma antena larga, em que gera imagens de alta resolução. Este método é utilizado como um meio de ultrapassar as limitações da antena no radar convencional, ou RAR, em que a resolução de azimuth é limitada pelo comprimento da antena. Este avanço tecnológico permitiu melhorar, então, a resolução azimuth das imagens radar. Basicamente, o sistema tira partido do efeito de Doppler e será explicado pormenorizadamente na próxima secção.

2.3.1 Princípio SAR através do Efeito de Doppler.

Para se compreender o princípio de funcionamento do SAR, é necessário entender o efeito de Doppler. Um exemplo da aplicação do princípio de Doppler ocorre na situação em que um veículo se desloca com a sirene ligada e passa por um observador que está parado em relação ao veículo. À medida que o veículo se move e se aproxima do observador, a onda sonora emitida pela sirene diminui e a sua frequência aumenta, e à medida que este afasta-se do observador, o seu comprimento de onda aumenta e a sua frequência diminui. A frequência é

máxima quando o veículo se encontra perpendicular ao observador. Este princípio aplica-se, também, para os sistemas SAR.

Nos sistemas SAR, à medida que a plataforma percorre a sua trajectória, o sensor envia vários feixes para o mesmo alvo, sendo os feixes combinados num só. Isto é, a plataforma ao encontrar-se numa dada posição, o eco reflectido pelo alvo é registado pelo sensor, mas quando a plataforma se encontra na posição seguinte, regista novamente o eco retroreflectido desse mesmo alvo, e assim sucessivamente, até o alvo desaparecer da mira do sensor. O sistema mede a velocidade do satélite em relação ao objecto, para cada eco, permitindo obter a frequência de Doppler, para cada eco. O sistema regista, também, a fase proveniente de cada eco, e efectua uma soma coerente destes, para um alvo (McCandless Jr. e Jackson, 2004). A antena é, então, sintetizada, e terá um comprimento que está definido entre o primeiro e o ultimo eco registado para o mesmo alvo. Este processo simula uma antena com grandes dimensões, o que permite obter uma melhor resolução na direcção do azimuth.

2.4 Resolução espacial de uma imagem Radar

Existem dois tipos de resolução espacial numa imagem radar, a resolução na direcção do alcance e resolução na direcção do azimuth.

2.4.1 Resolução de alcance

A resolução na direcção do alcance é a capacidade de distinguir dois objectos separados por uma distância mínima. Se os objectos estão devidamente separados, cada um estará localizado numa célula diferente e será distinguível, senão, o resultado é uma combinação complexa da energia reflectida pelos dois objectos (McCandless Jr. e Jackson, 2004).

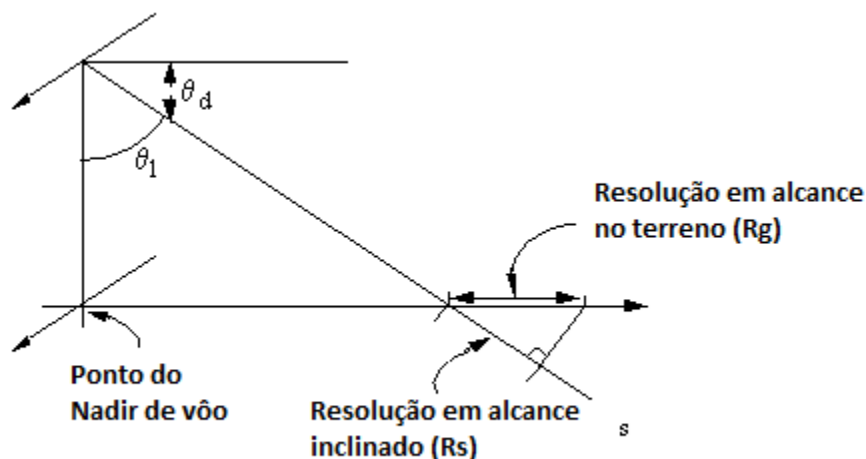


Figura 5 - Resolução em alcance (adaptado do sítio da Internet “nature.berkeley”, da University of California at Berkeley).

A resolução espacial de uma imagem radar em alcance inclinado é determinada através da duração do pulso (τ) e da velocidade da luz no vácuo (c), e é expresso pela seguinte fórmula:

$$R_s = \frac{c * \tau}{2} \quad (2.2)$$

A resolução do alcance é então, calculada, através de uma simples operação de trigonometria, utilizando a resolução do alcance inclinado e do ângulo de depressão entre o feixe e o terreno (θ_d):

$$R_g = \frac{R_s}{\cos(\theta_d)} \quad (2.3)$$

A resolução de alcance melhora, então, com a diminuição do tamanho do pulso electromagnético. No entanto, se o pulso for pequeno e não conseguir transmitir energia suficiente para detectar os sinais reflectidos, então amplitude tem que aumentar para conseguir igualar o mesmo nível de energia do pulso (sítio Internet da ESA). Para o satélite ERS o valor da resolução alcance no terreno é de 25m (Band width 15.5 MHz) e TerraSAR-X é de 3 m (Band width 150 MHz).

2.4.2 Resolução em azimuth

2.4.2.1 Resolução no sistema RAR

A resolução na direcção do azimuth equivale à resolução de alcance, mas na direcção da trajectória do satélite. Portanto, a resolução azimuth é definida pela largura do feixe da antena. A expressão seguinte define a resolução em azimuth:

$$R_A = GR * \beta = GR \times \frac{\lambda}{L} \quad (2.4)$$

GR é o alcance, que corresponde à distância entre o alvo e ponto nadir, no terreno, do satélite, e β é a largura angular do feixe da antena que é definido pela fórmula $\beta = \lambda/L$, sendo λ o comprimento de onda, e L o tamanho da antena. Para o satélite ERS o valor da resolução em azimuth é 5km (L= 10m) e TRX é de 4.4 km (L=4m).

2.4.2.2 Resolução no sistema SAR

Como já foi referido no capítulo 2.3, a resolução em azimuth vai depender do tamanho da antena, isto é, teoricamente, para se obter uma melhor resolução em azimuth é necessário que o tamanho da antena seja o maior possível. No entanto, o aumento da resolução em azimuth obrigaria a colocação de antenas com grandes dimensões, o que é virtualmente impossível em plataformas espaciais e aéreas. Os sistemas SAR resolvem esta limitação.

A soma coerente das fases em azimuth dos objectos dispersores contidos no alvo faz com que exista uma oscilação enorme na estrutura do pulso na direcção azimuth, o que significa que a informação recebida seja de alta resolução. Portanto, quanto menor for a antena, maior será a largura do feixe, ou pulso, na direcção azimuth, e mais informação de alta frequência o pulso reflectido conterá. Ou seja, o tamanho da antena é inversamente proporcional à largura do feixe, $2/L$ (Bamler e Hartl, 1998). Logo, tem-se que a resolução espacial em azimuth é traduzida por metade do comprimento da antena:

$$R_a = \frac{L}{2} \quad (2.5)$$

2.5 Speckle

O efeito *speckle* é um efeito destrutivo e construtivo resultante dos ecos reflectidos por vários objectos reflectores no terreno, que estão contidos num único *pixel*. O efeito degrada a qualidade da imagem e é representado com uma textura granular, ou com um aspecto “sal e pimenta”.

Este efeito está presente nos sistemas Radar, especialmente nos sistemas SAR, mas não reside nos sistemas ópticos. Como a radiação proveniente do sistema SAR é coerente, o ruído *speckle* é causado pelo processamento coerente dos ecos provenientes dos vários objectos reflectores, o que torna a sua interpretação, na imagem, difícil. Nas figuras seguintes, está representado o efeito de *speckle* em redor de um aeroporto:

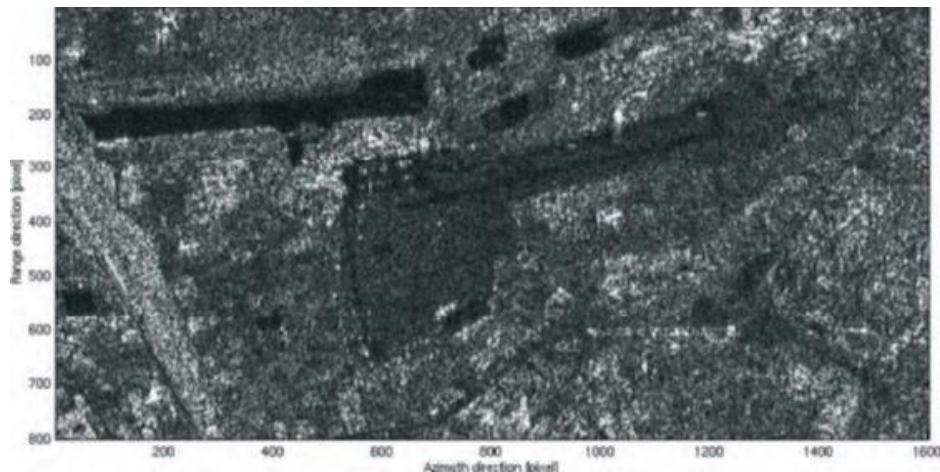


Figura 6 - Efeito *speckle* numa imagem SAR ERS-2, em redor de um aeroporto (Ferretti et al., 2007).



Figura 7 - Imagem óptica do satélite SPOT, sem o efeito de *speckle* (Ferretti et al., 2007).

Existem várias formas de reduzir o *speckle*, e que são as seguintes:

- Processamento multi-look: Extração de imagens, em diferentes épocas e de diferentes ângulos, na mesma zona permite reduzir o *speckle*. Ao efectuar a média dos feixes das várias imagens, é possível cancelar as variações aleatórias da intensidade, ou nível de cinzento, provocadas pelo *speckle* (site Internet da ESA). Apesar do ruído *speckle* ser reduzido, a sua resolução espacial piora.
- Técnicas de filtragem: São aplicados filtros na imagem que permitem mudar a intensidade dos *pixels*. Existem diversos algoritmos que permite aplicar este tipo de filtros e reduzir o *speckle*, apesar da resolução espacial, também, ser reduzida com a sua aplicação.

2.6 Sensores SAR

Nesta secção, serão descritos os sistemas satélite com sensores SAR, que forneceram as imagens processadas na presente dissertação. Os sistemas SAR, descritos correspondem aos satélites ERS, e foram, ambos, implementados pela ESA.

O sistema ERS esteve definido por dois satélites, conhecidos por ERS-1 e ERS-2, pois neste momento já não se encontra operacional. Apesar disso, a sua informação continua a ser utilizada nas mais variadas aplicações da detecção remota.

As características destes sistemas SAR estão expostas na tabela 2.

Tabela 2 - Características dos satélites ERS e ENVISAT (sítio Internet da ESA; Massonet e Feigl, 1998).

Características\Abreviação	ERS-1	ERS-2
Altitude média do Satélite (km)	780	780
Data de lançamento	1991	1995
Comprimento de onda (cm)	5.6	5.6
Banda	C	C
Largura de faixa (km)	100	100
Polarização	VV	VV
Resolução espacial (m)	30	30
Ciclo de repetição de órbita (dias)	3, 35, 176	35
Ângulo de incidência médio (°)	23	23

2.7 Interferometria SAR

Depois de explicado os princípios inerentes ao SAR, neste capítulo irá ser exposto as bases da interferometria.

A interferometria SAR é uma técnica da detecção remota, que possibilita a criação de MDT ou no estudo da deformação da superfície da Terra ao longo do tempo. Tem uma vasta gama de aplicações, como a geodesia, cartografia, desastres ambientais, entre outros. A interferometria

está dividida em duas técnicas, na interferometria SAR (InSAR) ou geração de Modelos Digital de Terreno (MDT) e interferometria SAR diferencial (DInSar). A geração do MDT é, supostamente, a técnica de interferometria mais convencional, de onde a interferometria SAR diferencial (DInSar) deriva.

2.7.1 Imagem com formato SLC

Para o processamento interferométrico, a imagem é adquirida em formato complexo, e designa-se por *Single Look Complex* (SLC). A amplitude e a fase correspondem à informação extraída pela radiação retro dispersada pelos objectos, nos sistemas SAR. Essa fase corresponde à diferença de fase entre os dois impulsos transmitidos e reflectidos da superfície, e a sua amplitude traduz a intensidade do objecto ou objectos para cada célula na imagem.

Cada *pixel* de uma imagem SLC, tem um número complexo que lhe é associado. Um número complexo tem como componentes, uma parte imaginária e uma parte real, e é representado por uma expressão do tipo $a + i.b$, em que o elemento a representa a parte real e b corresponde à parte imaginária (Mather, 2004). Um valor complexo de um *pixel* na imagem SAR, tem, então, a seguinte expressão (Hanssen, 2001):

$$y(x, y) = A. e^{i.\varphi} \quad (2.6)$$

O valor A representa a amplitude e é calculado da seguinte maneira:

$$A = \sqrt{a^2 + b^2} \quad (2.7)$$

O valor φ representa a fase, e corresponde á expressão:

$$\varphi = \arctg\left(\frac{a}{b}\right) \quad (2.8)$$

2.7.2 Geometria da interferometria

Existem duas estratégias na geometria InSAR. Numa estratégia são utilizadas duas antenas que são transportadas por uma única plataforma, denominada por *interferometria de passagem única*. A outra estratégia, que se designa por *interferometria de passagem repetitiva*, considera-se um ou dois sensores, em que os sinais medidos têm diferentes épocas de aquisição (Mather, 2004). A primeira imagem designa-se por imagem *master* e a segunda imagem, por imagem *slave*. A estratégia adoptada na presente dissertação é interferometria de passagem repetitiva.

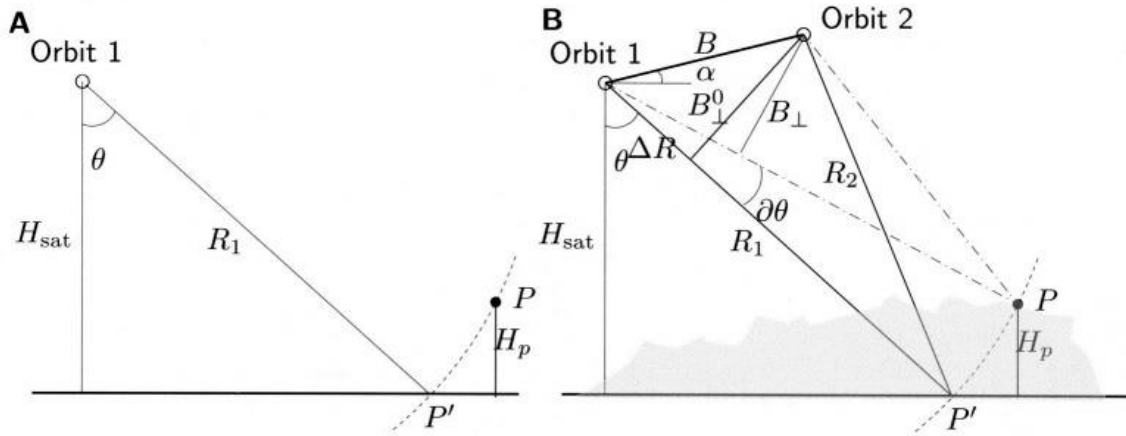


Figura 8 - Interferometria de passagem única (A) e de passagem repetitiva (B) (Hanssen, 2001).

Na geometria de aquisição, identificam-se as diferenças angulares ($\partial\theta$) que existem entre um ponto observado na *master* e esse mesmo ponto observado na *slave*, acima do elipsóide de referência, o que é equivalente, a que interferometria forneça pontos observados de diferentes pontos de vista. No entanto, é impossível para o sensor medir, directamente, essa diferença, por isso é necessário extrair essa informação a partir da distância entre os sensores e da resolução do *pixel* através de simples trigonometria. Então o problema básico da interferometria é medir estas distâncias (Hanssen, 2001).

Os parâmetros geométricos que têm importância na interferometria são:

- A base paralela entre os dois satélites (ΔR);
- A distância espacial entre os dois satélites, no plano perpendicular da órbita, que designa-se por *base espacial* (B);
- A *base perpendicular* (B_{\perp}), é definida pela distância do segmento de recta perpendicular ao segmento de recta que define o alcance inclinado;
- O *ângulo de vista* (θ), que corresponde o ângulo entre o feixe e a recta perpendicular ao trajecto da plataforma;
- A altura do satélite (H_{sat}) relativamente a uma superfície de referência;
- O ângulo de inclinação (α) da base espacial relativamente à horizontal;
- A base temporal, que consiste na diferença de tempo entre duas aquisições;
- E ainda, a altura do ponto (H_p);

2.7.3 Geração do interferograma

Depois alinhada (coregisto) e realizada a amostragem da *slave* com a *master*, começa-se por efectuar o processamento do interferograma. O interferograma é gerado, realizando a multiplicação dos números complexos dos pixels da imagem *master* com os dos pixels correspondentes na imagem *slave*, e enuncia-se da seguinte forma (Hanssen, 2001):

$$v = y_1 \cdot y_2 = |A_1| \cdot |A_2| \cdot e^{i \cdot \Delta\phi} \quad (2.8)$$

Os valores A_1 e A_2 correspondem à amplitude da primeira e segunda imagem, respectivamente. A observação de fase é traduzida pela seguinte expressão (Ferretti *et al*, 2007):

$$\frac{\phi}{2\pi} = \frac{(2 \cdot R)}{\lambda} \quad (2.9)$$

Sendo ϕ a fase, R a distância do satélite ao alvo, e λ o comprimento de onda. Esta expressão exprime uma onda sinusoidal pura e é uma aproximação da fase que é realmente recebida pelo sensor, pois existem ainda outros componentes que afectam a observação de fase, como o desfasamento da superfície, topografia e a ambiguidade da altura, e entre outros, que serão explicados mais adiante.

Normalmente, a fase não tem grande utilidade, mas a técnica de interferometria utiliza duas ou mais imagens SLC, na mesma área, e realiza a diferença de fase entre cada imagem. Esta diferença resulta numa imagem, designada por interferograma, que consiste num padrão de franjas que contém toda a informação.

A diferença da fase ou a fase do interferograma é medida, para cada alvo, calculando-se através da diferença das distâncias sensor-alvo (Fletcher, 2007):

$$\Delta\phi = \phi_1 - \phi_2 = -\frac{4\pi(R_2 - R_1)}{\lambda} = -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta R \quad (2.10)$$

Onde R_1 e R_2 correspondem a distância de cada célula a cada sensor. Apesar disso, o seu cálculo não é simples, pois existem outras componentes que influenciam o seu cálculo (Rabus, 2003):

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda}\Delta R + \phi_{scat} + \phi_{atm} + \phi_{ruído} \quad (2.11)$$

O ϕ_{scat} é a contribuição da dispersão do sinal devido a interacção deste com o terreno, ϕ_{atm} corresponde ao atraso atmosférico relativo à troposfera e ionosfera e $\phi_{ruído}$ traduz a contribuição do ruído na fase, que é inerente ao sensor. Há ainda que salientar que na interferometria de passagem única contém apenas a contribuição do ruído nas suas observações, pois as componentes da dispersão e da atmosfera são aproximadamente iguais nos dois sinais transmitidos, visto que a base espacial e a diferença entre os ângulos das duas antenas são relativamente baixos, pois ambos estão acoplados no mesmo satélite. As componentes atmosférica e de dispersão serão esclarecidas nos capítulos 2.4.5 e 2.4.6. Tem que se ainda considerar que a diferença de fase está sujeita à variação das órbitas, à variação da altitude da plataforma, à influencia da topografia e ao efeito da curvatura da Terra.

Para deduzir o efeito da variação das orbitas, é necessário o determinar a base paralela, ou o ΔR . Pode-se determinar teoricamente ΔR , através de trigonometria, com a seguinte expressão:

$$\Delta R = B \cdot \sin(\theta - \alpha) \quad (2.12)$$

Esta expressão designa-se por *far-field* (Zebker and Goldstein, 1986), e seria utilizada assumindo que os ângulos de vista para os sensores são iguais, ou seja, que as trajectórias dos sensores seriam paralelas, no entanto, isto não é possível devido a inexactidão das órbitas e ambiguidade 2π da fase (Hanssen, 2001). Para resolver este problema, a base paralela pode ser deduzida se derivarmos a expressão 2.12, em função do ângulo de vista:

$$\frac{\partial \Delta R}{\partial \theta} = B \cdot \cos(\theta_r - \alpha) \quad (2.13)$$

Sendo θ_r o ângulo de vista em relação à superfície de referência (elipsóide). Combinando a equação 2.10, da observação da fase, com a equação 2.13, tem-se (Hanssen, 2001):

$$\delta \Delta \varnothing = -\frac{4\pi}{\lambda} \partial \Delta R = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot B \cdot \cos(\theta_r - \alpha) \partial \theta \quad (2.14)$$

Para a variação da altitude da plataforma, começa-se por deduzir a altitude do satélite, para a *master*, em relação à superfície de referência, através de simples trigonometria:

$$H_{sat} = R1 \cdot \cos \theta \quad (2.15)$$

Derivando a expressão em relação ao ângulo de vista, para um ponto, tem-se a variação do ângulo de vista em função da diferença de altitude do satélite (Hanssen, 2001):

$$\delta H_{sat} = -h = -R1 \cdot \sin \theta_r \partial \theta \quad (2.16)$$

Em que h é a altitude do ponto em relação à superfície de referência. Posto isto, substituindo $\partial \theta$ pela equação 2.14, na equação 2.16, tem-se:

$$h = R1 \cdot \sin \theta_r \cdot \left(-\frac{\lambda}{4\pi \cdot B \cdot \cos(\theta_r - \alpha)} \delta \Delta \varnothing \right) \quad (2.17)$$

Resolvendo a equação, tem-se a altitude do ponto em relação ao elipsóide, em que $B_{\perp} = B \cdot \cos(\theta_r - \alpha)$ (Hanssen, 2001):

$$h = -\frac{\lambda \cdot R1 \cdot \sin \theta_r}{4\pi \cdot B_{\perp}} \delta \Delta \varnothing \quad (2.18)$$

Adiciona-se, então, a influência da topografia combinando as equações 2.10, 2.13 e 2.18:

$$\Delta \varnothing = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_{\perp} \cdot h}{R1 \cdot \sin \theta_r} \quad (2.19)$$

Finalmente corrige-se o efeito da curvatura terrestre, utilizando a expressão da fase para a superfície de referência:

$$\varnothing_r = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot B \cdot \sin(\theta_r - \alpha) \quad (2.20)$$

A fase corrigida do efeito da curvatura terrestre corresponde então à subtração da equação 2.20 pela equação 2.19:

$$\Delta \varnothing = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_{\perp} \cdot h}{R1 \cdot \sin \theta_r} - \frac{4\pi}{\lambda} \cdot B \cdot \sin(\theta_r - \alpha) \quad (2.21)$$

A componente do desfasamento, ou mudanças do terreno, também, está incluída na componente topográfica, que será explicada, pormenorizadamente, no capítulo 2.8.

2.7.4 Ambiguidade da altitude

Como se considera a topografia observada de dois pontos de vista diferentes, ocorre um efeito de estereoscopia. Esse efeito provoca “franjas” topográficas que se assemelham a curvas de nível. Cada franja terá uma diferença de altitude que tem uma determinada ordem de magnitude. Essa diferença, ou essa altitude, representa a ambiguidade de altitude que tem

uma diferença de 1 ciclo, ou 2π . Aplicando a equação 2.18, em função de um ciclo de fase tem-se (Hanssen, 2001):

$$H_{2\pi} = \frac{\lambda \cdot R \cdot \sin \theta_r}{2 \cdot B_{\perp}} \quad (2.22)$$

Onde R representa a distância do satélite até ao alvo, θ corresponde ao ângulo de incidência em relação a uma superfície de referência, λ o comprimento de onda, e B_{\perp} é a base perpendicular.

2.7.5 Componente da dispersão

Como o comprimento de onda é menor que o tamanho do pixel, um pixel representado na superfície pode conter centenas de alvos. Cada alvo irá contribuir para o número complexo do pixel, denominado por coeficiente complexo de reflexão. Esse coeficiente consistirá na soma de todos os números complexos desconhecidos provenientes de cada alvo, sendo a fase resultante aleatória (Massonet e Feigl, 1998). Como já foi referido anteriormente, esta componente é eliminada quando se está na presença de interferometria de passagem única. Supostamente tem que se considerar a componente da dispersão se se tiver em condições em que se aplicam a interferometria de passagem repetitiva, pois os alvos assumem diferentes propriedades de reflexão nas duas imagens, no entanto se tivermos em condições em que os satélites têm a mesma configuração geométrica, não é necessário assumir esta componente.

Tem que se assumir, então, um critério que consiste na condição fundamental da interferometria, em que os alvos contidos em uma célula têm que contribuir da mesma maneira para as duas imagens. Esta condição assume que a diferença entre as distâncias do pulso, de ida e volta ($2 \cdot L \cdot \sin(\theta)$), até aos respectivos pixéis homólogos seja menor que o comprimento de onda (Massonet e Feigl, 1998):

$$2 \cdot L \cdot (\sin(\theta_1) - \sin(\theta_2)) < \lambda \quad (2.23)$$

Na interferometria por passagem repetitiva, normalmente esta condição é satisfeita, pois os satélites repetem a sua órbita ao longo do tempo, denominado por ciclo orbital, o que significa que assumem as mesmas condições geométricas. Tendo como exemplo, os satélites ERS que têm instrumentos radar iguais e percorrem a mesma órbita, o que permite a aplicação de interferometria. Outro factor que pode influenciar esta condição é o declive do terreno, resolução grosseira, e comprimento de onda curto, tornando difícil de a satisfazer (Massonet e Feigl, 1998).

2.7.6 Componente atmosférica.

A componente da atmosfera reduz a qualidade do interferograma, e pode causar problemas na sua interpretação. Neste momento, não existe um método que seja suficientemente preciso para corrigir os atrasos atmosféricos, nem é possível medir a distribuição da refração do sinal causada por esses mesmos atrasos (Hanssen 2001). Segundo Hanssen (2001), como

não é possível determinar os atrasos atmosféricos, pode-se desenvolver um modelo estocástico para descrever o comportamento dos atrasos atmosféricos, ou então eliminar este através de observações GPS (Mateus et al., 2010).

Se as imagens tiverem diferentes tempos de aquisição, as condições da atmosfera são diferentes para as duas imagens. Qualquer tipo de variação na ionosfera e na troposfera pode afectar a fase no interferograma, e provocar a sua descorrelação. Uma forma de reduzir esta componente pode passar pela produção de interferogramas, através de imagens adquiridas durante noite, que induz maior coerência no interferograma, além de exibir artefactos atmosféricos de menores dimensões que durante o dia, devendo-se provavelmente, à pouca actividade por parte vegetação, que provoca uma atmosfera mais estável (Massonet e Feigl, 1998).

2.7.7 Coerência

A coerência é a correlação expectável entre dois valores complexos, de dois pontos homólogos, de duas imagens SLC. É necessário medir a correlação do interferograma, pois existem vários factores que influenciam a sua qualidade.

A estimativa média da coerência ou o coeficiente de correlação complexo é medida pela seguinte expressão (Hanssen, 2001):

$$\gamma = \frac{\sum_{i=1}^N M_i \cdot S_i^*}{\sqrt{\sum_{i=1}^N |M_i|^2} \cdot \sqrt{\sum_{i=1}^N |S_i|^2}} \quad (2.24)$$

M corresponde à imagem *Master* e S corresponde à imagem *Slave*, sendo S^* a imagem complexa do seu conjugado e N a dimensão da imagem. A coerência traduz a magnitude da correlação entre as imagens.

2.7.8 Descorrelação e ruído

Neste capítulo, irão ser descritos os vários tipos de ruído e descorrelação associados à interferometria. Tal como qualquer técnica de processamento de imagem e posicionamento, é necessário ter em conta os vários tipos de ruído associado a esta.

Segundo Hanssen (2001), a descorrelação é o ruído, causado por fontes de erro, que tem uma correlação mais pequena que a coerência interferométrica. Em geral, a correlação é exprimida combinando os vários efeitos que lhe são intrínsecos (Zebker and Villasenor, 1992; Hanssen 2001):

$$\gamma_{total} = \gamma_{geom} \cdot \gamma_{DC} \cdot \gamma_{temp} \cdot \gamma_{therm} \cdot \gamma_{proc} \cdot \gamma_{vol} \quad (2.25)$$

Sendo γ_{geom} a descorrelação geométrica, γ_{DC} a descorrelação do centróide Doppler, γ_{temp} a descorrelação temporal, γ_{therm} a descorrelação termal, γ_{proc} a descorrelação do processamento e γ_{vol} a descorrelação volumétrica

A descorrelação geométrica é o termo utilizado para descrever o grau de diferença existente entre as fases dos alvos reflectores, que estão longe do centro de uma célula para cada antena. Este tipo de descorrelação está sempre existente, e depende dos parâmetros do sistema e da geometria de observação (Simons e Rosen, 2007).

Como a descorrelação geométrica vai depender da geometria dos satélites, a sua base geométrica é, então, importante, pois a taxa de variação da altura com a diferença de fase (sensibilidade da altura) é directamente proporcional ao comprimento da base geométrica. O que significa que, se a base for pequena, as variações do ângulo de fase produzem mudanças enormes na estimação das altitudes, acontecendo o contrário, se a base for grande. Mas se a base se tornar demasiado longa, então o alvo torna-se descorrelacionado, e então as diferenças de fase não podem ser utilizadas para o cálculo da elevação do terreno (Mather, 2004). Utiliza-se então uma linha de base crítica, que é o comprimento mínimo que a base deve ter, para que haja condições para a interferometria.

Para interferometria de passagem repetitiva, a base crítica dos satélites ERS é de aproximadamente 1 km, onde o intervalo de comprimento ronda os 200 a 300 m, gera os melhores resultados para a criação de um MDT. Há ainda que considerar a precisão, pois a interferometria ERS só tem sucesso se a precisão do comprimento da base for menor que 5 cm (Reigber, 1996). Esta descorrelação pode ser eliminada através de filtragem *a priori*, mas à custa da resolução espacial (Hanssen, 2001).

Existe ainda a descorrelação do centróide de Doppler, que ocorre devido às diferenças entre as frequências dos centróides de Doppler entre as duas imagens e corresponde à componente azimute da descorrelação geométrica. Esta pode ser atenuada aplicando filtragem em azimute (Hanssen, 2001)

A descorrelação temporal, é exclusiva aos sistemas de passagem repetitiva, e mede a mudança que ocorre quando as características reflectidas pelo alvo mudam entre duas imagens SAR, visto que os reflectores rearranjam-se aleatoriamente ao longo do tempo, o que permite que os elementos que se encontram na célula diferem de uma imagem para a outra. Esta descorrelação vai impedir uma boa precisão na determinação das altitudes e poderá em certos casos tornar a interferometria impossível (Mather, 2004).

Por exemplo, em bacias de água, a descorrelação temporal poderá ser elevada devido ao vento ou à turbulência das águas, ou então em águas calmas, em que a descorrelação será completa, pois o sinal não é reflectido na direcção do radar. Em campos de agricultura, a descorrelação temporal será relativamente média, pois podem mudar num dia devido à acção de cultivo ou rega. Nas áreas com vegetação, a descorrelação depende do comprimento de onda, pois comprimentos de ondas mais pequenos são reflectidos pelas folhas na parte superior da vegetação, enquanto comprimentos de onda maiores penetram nesta (Mather, 2004). No entanto, o vento poderá ter influência nos sinais reflectido pela vegetação e degradar a correlação (Simons, 2007). A descorrelação temporal é ainda afectada pela tundra e dunas, no entanto de todas as áreas, as regiões urbanas são aquelas que mostram a menor descorrelação temporal

A descorrelação termal é causada pelas características do sensor e introduz ruído de fase na medição interferométrica, e está relacionada com a razão sinal/ruído. Segundo Zebker and Villasenor (1992), a descorrelação termal calcula-se, utilizando o valor da razão sinal/ruído:

$$\gamma_{therm} = \frac{1}{1 + SNR^{-1}} \quad (2.26)$$

Há ainda que considerar a descorrelação volumétrica, que representa o aumento do tamanho da célula projectada na imagem que é causada pela dispersão volumétrica, que depende do comprimento de onda e do volume dos objectos reflectores (Rosen, 2000).

Por fim, existe ainda, o ruído de processamento que resulta dos algoritmos de co-registo e interpolação utilizados (Hanssen, 2001).

2.7.9 Ambiguidade da fase

A fase do interferograma é medida na forma de inteiros múltiplos de 2π , o que significa que a fase estimada no interferograma não é absoluta, ou seja, contém uma ambiguidade de módulo 2π . Esta ambiguidade representa um problema quando o objectivo é a estimação da topografia. Para se determinar, então, a fase absoluta, é necessário adicionar ou subtrair o número de inteiros de ciclos, do comprimento de onda, necessários para reconstituir o sinal por completo:

$$\phi_{absoluta} = \phi + n \cdot 2\pi \quad (2.27)$$

Esta operação é denominada por desenrolamento da fase. Porém, o desenrolamento da fase é complexo pois não existe uma solução única, no entanto, existem vários algoritmos, na literatura, que realizam este processo, sendo ainda um campo em constante investigação. Hanssen (2001) fez, ainda, um resumo das técnicas mais populares de desenrolamento da fase. Este processo será analisado, pormenorizadamente, no capítulo 4, no processamento interferométrico.

2.8 Interferometria diferencial SAR

2.8.1 Medição da deformação.

O DInSAR é uma técnica que permite determinar as pequenas mudanças que a superfície sofreu ao longo do tempo, com uma grande precisão. Tem em consideração a componente de movimento que é adquirida quando o alvo no terreno muda durante a duas aquisições SAR, que representa a mudança na geometria da superfície. Se ocorreu mudança na superfície, então a quantidade do movimento é medida através de metade do comprimento de onda, ou seja, para o ERS 1/2 e ENVISAT uma franja corresponderá a 28 mm de deformação.

O caso mais geral da interferometria diferencial consiste numa imagem de referência, que traduz apenas a topografia, e a outra imagem (interferograma) que representa a topografia e as mudanças do terreno. Esta configuração traduz-se, matematicamente, da seguinte maneira:

$$\phi_{ref} = \phi_{topo} \quad (2.28)$$

$$\phi_{interfero} = \phi_{topo} + \phi_{defo} \quad (2.29)$$

A expressão utilizada para definir um interferograma, com a componente de deformação, é a seguinte (Rosen, 2000):

$$\phi_{int} = \phi_{topo} + \phi_{defo} = -\frac{4\pi}{\lambda} \cdot \frac{B_{\perp} \cdot h}{R1 \cdot \sin \theta_r} + \frac{4\pi}{\lambda} \cdot d \quad (2.30)$$

Em que d é o deformação projectada na direcção de alcance. Subtraindo as equações 2.30 e 2.28, remove-se a topografia e as contribuições orbitais, o que revela possíveis mudanças no terreno ao longo da direcção do voo do satélite:

$$\phi_{defo} = \frac{4\pi}{\lambda} \cdot d \quad (2.31)$$

2.8.2 Método de interferometria diferencial

A configuração apresentada na secção anterior, apesar de geral, vai depender da informação disponível, ou seja, se se está na presença de um MDT externo, ou se simplesmente não existe informação externa. A seguir serão apresentados os vários métodos para a produção de um interferograma diferencial:

- **Método 1:** Utilização de um único par interferométrico (duas imagens SAR), e uma base espacial próxima de zero, em que esse par interferométrico contém a própria contribuição do movimento (Ferretti *et al*, 2007).
- **Método 2:** Utilização de um único par interferométrico, e uma base espacial diferente de zero. A fase interferométrica contém a altitude e a contribuição do movimento. Os critérios necessários para utilização desta técnica, consistem (Ferretti *et al*, 2007):
 - Na produção de um DEM externo, com um sistema de coordenadas SAR, onde a sua elevação deve ser convertida para a fase interferométrica, gerando um interferograma sintético;
 - As franjas do interferograma sintético são subtraídas do par interferométrico.
- **Método 3:** Considera-se três imagens SAR. São produzidos dois interferogramas, em que uma das imagens é a *master* comum, e em que as restantes são as *slaves*:
 - Na produção do primeiro interferograma, assume-se que este não tem deformação, uma diferença temporal pequena, para que o interferograma contenha coerência expectável boa, e uma base espacial com um comprimento relativamente alto/médio (Ferretti, 2007). Este interferograma designa-se por *par topográfico* (Mather, 2004).
 - O segundo par deve ter uma diferença temporal muito maior que o primeiro, contendo assim um maior movimento do terreno, e uma base mais pequena.
 - Há ainda que considerar, durante o processo interferométrico, se a razão entre as bases espaciais dos dois pares é inteira. Se não for inteira, a fase do primeiro interferograma deve ser desenrolada e esta deve ser escalado pela razão das bases. Depois, essa fase é enrolada novamente e, finalmente, subtrai-se os dois interferogramas. Se a razão for inteira, executa-se o mesmo procedimento mas sem o desenrolamento da fase.

- **Método 4:** Outra técnica que é utilizada consiste na utilização de quatro imagens SAR, sem movimento do terreno entre essas imagens. As imagens são registadas entre elas, e são determinados dois interferogramas, sendo duas das imagens consideradas *masters*, tendo associadas duas imagens *slaves*. O processo é idêntico à técnica referida anteriormente.

3. Estudo de deformação na Ilha Livingston, Ilha Deception e Ilha Snow.

3.1 Descrição da área de estudo

Neste capítulo, irá ser discutido a informação relativa ao Arquipélago das South Shetland, em particular, a Ilha Livingston, a Ilha Deception, Ilha Snow, e a Ilha Rugged. Inicialmente irá ser exposto, de forma pormenorizada, a Ilha de Livingston, mas como esta ilha tem uma grande extensão, a sua exposição irá ser dividida em vários sectores de forma facilitar a sua compreensão (Anexo 1). Depois será feita a descrição da Ilha Snow e por fim da Ilha Deception.

3.1.1 A Ilha de Livingston

O Arquipélago das South Shetland cobre uma área de 3687 km², e situa-se a noroeste da Península Antártica, entre Passagem de Drake, a norte, e o Estreito de Bransfield, a sul. O arquipélago é composto por numerosas ilhas, como a Ilha de Clarence, Elephant, King George, Nelson, Robert, Greenwich, Livingston, Deception, Snow, Low e Smith, entre outros pequenos ilhéus.

A Ilha Livingston contém uma área de 974 km², sendo a segunda maior ilha do arquipélago. Situa-se, a oeste da Ilha de Greenwich, separada pelo Estreito de McFarlane, a leste da Ilha Snow, separada pelo Estreito de Morton, e a norte da Ilha Deception, entre as linhas dos meridianos 60°00' W e 61°15' W, e entre os paralelos 62°15' S e 63°00' S (Antarctic Place-names Commission of Bulgaria, 2005a). O comprimento da ilha estende-se 73 km desde o Cabo Renier, a leste, até ao Cabo Start, a oeste, e a sua largura varia desde de 5 km, entre a Baía South e Baía Hero, até 34 km, entre o Cabo Botev, a sul, e o Cabo Williams, a norte (sítio Internet do Antarctic Place-names Commission of Bulgaria).

A ilha é constituída maioritariamente por rochedos montanhosos e vales, glaciares e calotas de gelo, e domos, sendo uma parte considerável coberta por gelo, e em pequenas áreas por permafrost, contendo ainda pouca ou nenhuma vegetação. As principais formações montanhosas incluem as Montanhas de Tangra, Bowles Ridge, Vidin Heights, Burdick Ridge, Melnike Ridge, Oryahovo Heights e o Pliska Ridge (sítio Internet do Antarctic Place-names Commission of Bulgaria). A maior parte da costa é formada por penínsulas, praias, cabos e baías, falésias e precipícios, onde grande parte é livre de gelo, como o Cabo Shirreff, Cabo Siddons, Cabo Hannah, Cabo Williams, e algumas zonas da Península Hurd e da Península Rozhen, tal como alguns declives de complexos montanhosos que são demasiado íngremes para conter neve (sítio Internet do Antarctic Place-names Commission of Bulgaria). Existem ainda inúmeros ilhéus e rochedos em volta da Ilha, em que se destaca, as Ilhas Desolation, as Ilhas Zed, a Ilha Half Moon, entre outras de mais pequenas dimensões.

O clima da ilha é considerado um dos piores climas do globo. É instável, sendo constantemente assolado por tempestades de neve, é considerado ventoso, húmido e sem sol durante grande

parte do ano. As temperaturas, normalmente, não excedem os 3° C no verão, e descem abaixo dos -11° C no inverno (Ivanov L.L. et al., 2005).

De forma a simplificar a sua análise e exposição escrita, a ilha foi dividida em várias zonas de interesse, que são:

- A Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge;
- As Montanhas de Tangra;
- A Península de Varna;
- A zona central da Ilha;
- A Península Ioannes Paulus II e o Glaciar Verilla;
- O Domo de Rotch;
- A Península Byers e a Ilha Rugged;

A Ilha Rugged foi incluída na descrição da Ilha Livingston visto não conter muita informação. Ilhas de pequenas dimensões, como as Ilhas Desolation, as Ilhas Zed, entre outras, não são incluídas na descrição, visto conterem pouca informação, e além de não terem sido consideradas no MDT de referência, o que significa que não estão incluídas no processamento interferométrico diferencial e na posterior análise. Esta divisão está ilustrada na figura 9.



Figura 9 - Ilha de Livingston (retirado e adaptado do Google Maps).

3.1.2 Ilha Snow

A Ilha Snow é uma ilha coberta completamente por gelo, com 16 km de comprimento, e 8 km de largura (sítio Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica). Situa-se a cerca de 6km, a sudoeste da Ilha Livingston, sendo separada pelo Estreito de Morton. Na ilha existem várias zonas peninsulares que podem ter actividade geológica, como o Cabo President, Cabo Timblón, a Península Hall, Cabo Byewater, Cabo Esteverena, entre outras com mais pequenas dimensões. A informação sobre ilha não é muita extensa, mas as regiões peninsulares poderão conter alguns fenómenos geológicos de interesse.



Figura 10 - Ilha Snow (Antarctic Place-names Commission of Bulgaria, 2005b)

3.1.3 Ilha Deception

A Ilha Deception ($62^{\circ}57'S$, $60^{\circ}38'W$) é uma ilha vulcânica localizada a sul da Ilha Livingston e noroeste da Península Antártica, com uma área de 98.5 km^2 , e com 15 km de diâmetro, em que o pico mais elevado é o Monte Pond, com 539 m acima do nível do mar. A ilha tem uma aparência de um anel, com um canal estreito que permite a entrada e saída do mar, designado por *Neptunes Bellows*, e com uma enorme caldeira submersa que se encontra no seu centro, denominada por Port Foster (sítio Internet do Ecophotoexplorers, 2009).

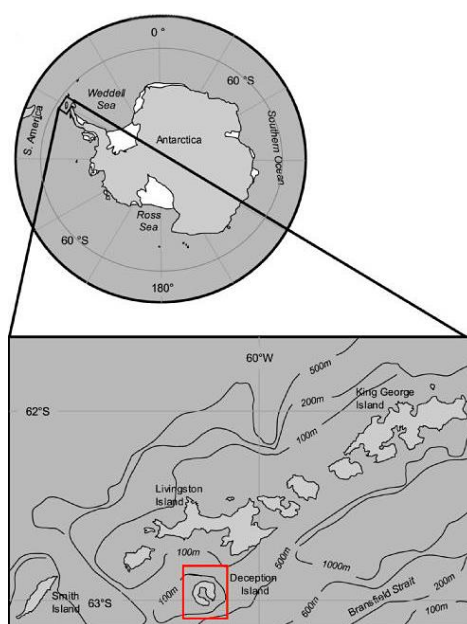


Figura 11 - Localização da Ilha Deception no Arquipélago de South Shetlands (site do Ecophotoexplorers, 2009).

Mais de 57% da ilha está coberta por glaciares, onde o resto da ilha é constituído por declives vulcânicos, praias com actividade termal, e glaciares cobertos de cinzas. A ilha é, também, composta por vários lagos, destacando-se o Lago Korner, que é única lagoa geotermal na Antártida (sítio Internet do Deception Island Management Group, 2005).

O clima da ilha é marítimo polar, com uma temperatura média anual de -3°C , e a variarem entre os -28°C e os 11°C . A precipitação média anual é de 500 mm, com ventos a prevalecer de nordeste e de oeste. Existem, ainda, pequenas regiões na ilha que contém microclimas, onde as temperaturas podem chegar a rondar os 70°C , como é caso de zonas que possui pequenos géiseres (sítio Internet do Deception Island Management Group, 2005). A vegetação está dispersa pela ilha, mas em quantidade escassa, no entanto, inclui várias espécies de plantas. A ilha, também, é composta por várias espécies de animais, desde gaivotas, focas, pinguins, entre outros tipos de espécies que são característicos nesta parte do globo.

A ilha, também, é conhecida por ser o maior vulcão activo na região e uma das maiores fontes sísmicas da Antártida. Há cerca de 10 mil anos, a região sofreu uma violenta explosão vulcânica, que provocou o colapso da região central da ilha, e criou a caldeira de Port Foster. Desde então esta região tem sido alvo de actividade sísmica e vulcânica regular. A actividade geológica mais recente ocorreu em 1992, e investigações científicas provaram que ocorreu deformação no terreno, aumentando as temperaturas na água, e que a caldeira está a aumentar em termos geológicos sendo considerada uma zona vulcânica activa de alto risco, tendo até um mecanismo de alerta vulcânico (sítio Internet do Deception Island Management Group, 2005).

Esta ilha contém interesses no campo da geociência e da biologia, pois permite efectuar estudos sobre o efeito que os fenómenos geológicos ou naturais têm no ecossistema.



Figura 12 - Ilha Deception (retirado do sítio Internet do Deception Island Management Group, 2005).

3.2 Imagens SAR

O critério de selecção das imagens SAR, para um processamento diferencial teve em conta vários aspectos, como as condições meteorológicas da região, a época de aquisição, a base temporal e espacial, e a passagem do satélite.

As imagens SAR utilizadas para o processamento interferométrico diferencial são provenientes dos satélites ERS-1 e ERS-2. As imagens estão definidas no intervalo entre 1993 e 2000, e estão distribuídas por 3 trajectos. Foram adquiridas na época do Verão, visto que as condições atmosféricas são mais favoráveis nessa época, o que reduz a descorrelação atmosférica, tal como, temporal, nas imagens. Na tabela seguinte, encontram-se os trajectos, os satélites e a série temporal associada:

Tabela 3 - Trajectos das imagens adquiridas e processadas.

Trajectos	Satélite	Série temporal
9	ERS-1/2	1993 - 2000
238	ERS-1/2	1993 - 1996
390	ERS-1/2	1996 - 1997

Os quatros conjuntos estão descritos nos seguintes parágrafos e tabelas, tendo a imagem *master* sombreada, e o nome referente às imagens correspondentes às suas data de aquisição.

Outro aspecto importante a salientar, é referente às bases temporais. Apesar de bases temporais pequenas (1 dia, 35 dias) reduzirem, *a priori*, o ruído devido à descorrelação temporal, escolheu-se, também, imagens com bases temporais com centenas de dias, por forma a produzir, por tentativa, resultados aceitáveis.

Trajecto 9

O conjunto interferométrico foi processado, utilizando cinco imagens SAR SLC ERS-1/2, tendo como a imagem *master* adquirida a 16 jan 1996, e as imagens *slave* adquiridas entre 1993 e 2000, em passagem descendente.

Tabela 4 – Data das imagens referentes ao trajecto 9, a sua respectiva órbita, base perpendicular e base temporal.

Trajecto 9	Órbita	Base perpendicular (m)	Base temporal (dias)
19930206	8170	-147	-1074
19960115	23544	383.9	-1
19960116	3871	-	-
19960219	24045	211.2	34
20000229	25414	72.2	1505

Trajecto 238

Para o trajecto 238, o conjunto de imagens englobam seis imagens SAR SLC ERS-1/2, sendo a *master* adquirida a 1 fev 1996 e as restantes imagens *slave* foram adquiridas entre 1993 e 1996, em passagem descendente.

Tabela 5 – Data das imagens referentes ao trajecto 238, a sua respectiva órbita, base perpendicular e base temporal.

Trajecto 238	Órbita	Base perpendicular (m)	Base temporal (dias)
19930118	7898	298.8	-1109
19930222	8399	-320	-1074
19960131	23773	115.5	-1
19960201	4100	-	-
19960306	24274	-588.9	34
19960307	4601	-843.3	35

Trajecto 390

No trajecto 390, o conjunto interferométrico contém cinco imagens SAR SLC ERS-1/2, em que a *master* foi adquirida a 18 mar 1996, e as restantes imagens *slave* foram adquiridas entre 1996 e 1997, com passagem ascendente.

Tabela 6 – Data das imagens referentes ao trajecto 390, a sua respectiva órbita, base perpendicular e base temporal.

Trajecto 390	Órbita	Base perpendicular (m)	Base temporal (dias)
19960212	4252	68.7	-35
19960317	24426	90.2	-1
19960318	4753	-	-
19970127	9262	209.8	315
19970303	9763	585.5	350

3.3 Criação do Modelo Digital de Terreno de Livingston.

Um interferograma diferencial é um interferograma em que é removida a componente topográfica. Para esse efeito, é necessário dispor de um MDT externo ou calcular um MDT com um segundo interferograma. O modelo digital criado é externo e corresponde à junção de três modelos de terreno.

Um dos modelos cobre a ilha inteira, e tem uma resolução de 3 segundos de arco (90 m), sendo fornecido pela *National Snow and Ice Data Center* (NSIDC), através do *Radarsat Antarctic Mapping Project* (RAMP) (Ferranti, 2008). Os outros dois MDTs foram criados pelo aluno, e cobrem metade da ilha e uma pequena porção da península Hurd. Para a sua criação

foram disponibilizadas duas cartas topográficas produzidas pelo *Servicio Geográfico del Ejército*, com escala 1:25000 e 1:5000, respectivamente, e projectadas, ambas, no sistema de projecção UTM, zona 20S, elipsóide WGS84. Para a realização deste processo foi utilizado o *software* ArcGis v10.1. A estrutura para a construção do MDT foi separada em duas fases, a georreferenciação das duas cartas e a extracção das suas curvas de nível, e a junção final dos MDTs.

3.3.1 Georreferenciação das cartas e digitalização das suas curvas de nível.

O primeiro passo consistiu em definir o ambiente de trabalho do *software* no sistema de coordenadas WGS84, projectado em UTM, zona 20S. De seguida, começou-se por georreferenciar as cartas no sistema indicado, dado que as cartas são imagens digitalizadas, e imagens digitalizadas, normalmente, não se encontram referenciadas no espaço. As cartas foram georreferenciadas em relação às coordenadas, do sistema de referência definido (WGS84), que estão representadas na exibição dos dados do próprio *software*.

A georreferenciação realizada é uma transformação afim polinomial de 1ª ordem, com 6 parâmetros. Este processo envolve em identificar uma série de pontos de controlo que ligam zonas de uma imagem raster (cartas) com zonas que contêm uma referência espacial, ou seja, estes pontos de controlo são usados para construir a transformação que irá converter o raster da zona em que se encontra para a zona espacialmente correcta (sítio Internet da ESRI, 2008). Em relação ao caso em estudo, são colocados quatro pares de pontos de controlo (GCP), nos quatro cantos de cada carta e nas zonas que supostamente correspondem à carta. Os resíduos resultantes dessa georreferenciação encontram-se nas tabelas 1 e 2.

Tabela 7 - Resíduos resultantes da georreferenciação da carta 1:25000.

Ponto	Resíduos_M (m)	Resíduos_P (m)	Erro Médio Quadrático (m)
1	22.913	-2.844	23.088
2	-22.932	2.847	23.108
3	-23.051	2.861	23.228
4	23.070	-2.864	23.247

Tabela 8 - Resíduos resultantes da georreferenciação da carta 1:5000

Ponto	Resíduos_M (m)	Resíduos_P (m)	Erro Médio Quadrático (m)
1	1.184	0.310	1.224
2	-1.184	-0.310	1.224
3	1.185	0.310	1.225
4	-1.185	-0.310	1.225

Estes resíduos representam a distância entre a posição real do ponto pretendido e a posição do ponto calculado pela transformação e descreve o quão robusta é a transformação entre os pontos homólogos. O erro médio quadrático é calculado a partir dos resíduos de M e de P. Em relação aos resultados em si, para carta 1:5000, estes apresentam-se satisfatórios, enquanto

para a carta 1:25000, os resíduos em M são relativamente elevados, embora admissíveis face à escala da cartografia. Apesar disso, tentou-se melhorar os resultados, o que não foi possível, por razões meramente inconclusivas.

Depois de efectuada a georreferenciação, digitalizaram-se todas as curvas de nível, para a carta 1:25000, na zona da Península Hurd, desde a curva da cota -10 m até à curva com a maior cota na carta. Nas restantes áreas da carta, apenas se digitalizou a curva com a cota -10 m e as curvas de nível mestras. Em relação à carta 1:5000, digitalizaram-se todas as curvas de nível.

De seguida, extraiu-se as curvas de nível do DTM fornecido pela NSIDC, com 10 m de equidistância entre si, e ligou-se algumas dessas curvas ao conjunto de curvas digitalizado, anteriormente, da carta 1:25000. Não foi possível ligar todas as curvas de nível entre si, pois algumas das linhas da carta 1:25000 não correspondiam com as linhas extraídas. Dado que, a linha extraída do DTM com a cota 0 m continha este mesmo problema e as linhas com cota abaixo de zero não existirem, no resto da ilha, digitalizou-se a linha da cota 0 m e -10 m, da ilha Livingston, através do *World Imagery* (imagens satélite e aéreas de várias partes do globo) de forma a ligar estas linhas às suas homologas da carta.

Tem-se como resultado final, o conjunto de curvas de nível que cobrem a carta 1:25000 e cerca de metade da ilha Livingston, e o conjunto de curvas de nível da carta 1:5000, projectados no sistema UTM, zona 20S.

3.3.2 Junção dos Modelos de Elevação.

Antes de transformarmos estes dois conjuntos de curvas de nível em modelos de elevação, é necessário executar um passo intermédio. Esse passo consiste na conversão destas curvas para formato TIN. Só depois de efectuado este passo, é que, se converte as duas grelhas TIN em grelhas com formato *raster*. Estas duas grelhas com formato *raster* representam dois MDTs, que foram baseados na carta 1:25000 e na carta 1:5000, respectivamente.

O seguinte passo consistiu na união dos MDTs. Uniu-se os dois MDTs (1:25000 e 1:5000) num só, e transformou-se esta grelha resultante no sistema de coordenadas geográficas WGS84. Efectuou-se, depois, uma reamostragem dos *pixels* de ambos os MDTs, através de uma interpolação bilinear, de modo a que resolução geométrica, que era de 4.5" de arco (cerca de 139 m), em 3" de arco (90 m), i.e ficasse igual à resolução do DTM fornecido pelo NSIDC.

Por fim, realizou-se um clip no MDT da RAMP, na zona que corresponde à carta 1:25000 e adicionou-se este MDT com o resultado da junção dos dois MDTs referidos anteriormente. Somou-se, ainda, o modelo de ondulação do geóide (EGM2008) (Pavlis, 2008) da área correspondente, de forma a considerar as cotas relativas ao geóide, chegando-se assim ao resultado final.

3.4 Processamento interferométrico diferencial multitemporal da informação SAR

3.4.1 Introdução

Neste capítulo irá ser explicado o processamento efectuado, desde a leitura das imagens, até à produção do interferograma. Todo o processamento descrito nos seguintes capítulos foi realizado pelo *software* DORIS e todos os parâmetros de implementação para cada passo foram iguais em todos os pares interferométricos, salvo algumas excepções que serão mencionados ao longo de capítulo. Na figura 13 encontra-se um esquema breve do processamento efectuado.

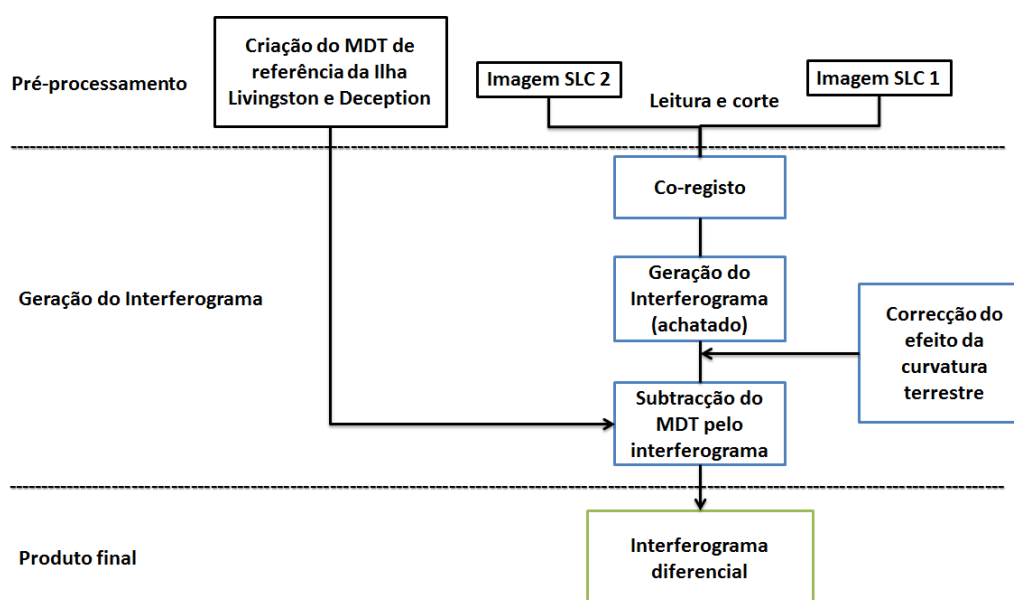


Figura 13 - Esquema do processamento DInSAR efectuado.

3.4.2 Leitura e corte das imagens

O primeiro passo do processamento consiste na leitura dos dados em estado bruto, provenientes do satélite ERS-1/2 e ENVISAT. Esses dados são dois ficheiros que correspondem, respectivamente, a duas imagens, a imagem *master* e a imagem *slave*, sendo ambas adquiridas pelo mesmo sensor. A leitura dessa informação consiste, então, na sua conversão para uma imagem SLC.

De seguida é necessário extrair a informação das órbitas de cada imagem. A informação das órbitas será importante para a correcção da curvatura terrestre da fase do interferograma e na georreferenciação do interferograma no sistema WGS84. Para se obter as órbitas precisas dos satélites é necessário o programa Getorb (Scharroo e Visser, 1998). O programa Getorb é um pacote externo que está incluído no *software* DORIS.

Os resultados das órbitas determinadas consistem num conjunto de pontos que incluem quatro parâmetros, a posição espacial (X,Y,Z) do satélite, e o seu tempo, em segundos do dia, no sistema de coordenadas WGS84 (Kampes, 2005). Esses pontos estão espaçados de 4 em 4 segundos e o seu número pode variar de imagem para imagem dependendo do comprimento da imagem na direcção de azimute. O número de pontos variou entre 7 e 8 para todas as imagens incluídas no processamento. Abaixo segue um exemplo do tipo de resultado apresentado:

t (s)	X (m)	Y (m)	Z (m)
NUMBER_OF_DATAPOINTS: 8			
46949.000000	1898867.558	-2704697.132	-6363159.977
46953.000000	1875819.491	-2690270.376	-6376105.153
46957.000000	1852747.687	-2675784.027	-6388940.150
46961.000000	1829652.577	-2661238.321	-6401664.748
46965.000000	1806534.592	-2646633.496	-6414278.729
46969.000000	1783394.165	-2631969.790	-6426781.879
46973.000000	1760231.725	-2617247.443	-6439173.983
46977.000000	1737047.707	-2602466.694	-6451454.831

Figura 14 – Conjunto de pontos com o tempo e posição espacial do satélite

Visto que a zona em estudo corresponde a uma ilha, é necessário restringir a informação na imagem, realizando um corte em volta da ilha, eliminando, assim, a zona de água circundante. Este passo é necessário visto que o efeito da água irá ter influência na correlação entre as duas imagens, tendo consequências na qualidade do co-registo, e mais tarde no interferograma.

O corte será um rectângulo, que utiliza como parâmetros de corte, as coordenadas longitude e latitude do centro geométrico do rectângulo, a sua largura definida por linhas e o comprimento em unidades *pixel*.

3.4.3 Co-registo das imagens

Antes de se iniciar o cálculo do interferograma, é necessário correlacionar as duas imagens, de maneira a que um ponto no terreno corresponda a dois pixéis homólogos das duas imagens, pois a multiplicação complexa entre as duas imagens assume que a área, que um *pixel* cobre na imagem *master*, seja correspondente á área do seu *pixel* homólogo na imagem *slave*. Portanto, é necessário efectuar uma operação, que se designa por co-registo das imagens.

O co-registo das imagens é um processo que ajusta o sistema de coordenadas de uma imagem em relação ao sistema de coordenadas da outra imagem. O co-registo pode ser realizado através dos parâmetros das órbitas dos satélites e por técnicas de correlação.

O processo abrange as seguintes fases:

- 1) Estimativa dos desvios absolutos utilizando os parâmetros das órbitas.
- 2) Estimativa aproximada dos desvios absolutos através da correlação entre janelas homólogas que se distribuem ao longo das duas imagens.
- 3) Filtragem da imagem na direcção azimute

- 4) Co-registo fino: Estimativa dos desvios absolutos e coerência de um grande número posições homólogas, tendo como aproximação inicial os desvios absolutos calculados anteriormente.
- 5) Aplicação de uma transformação geométrica à imagem *slave* aplicando um modelo polinomial e a reamostragem dos pixéis da respectiva imagem.

Estimativa do desvio absoluto

O primeiro passo do registo consiste numa estimativa aproximada dos desvios absolutos existentes entre as coordenadas do *pixel* do ponto central da imagem *master* e o seu *pixel* correspondente na imagem *slave* (*coarse registration*), através da utilização da informação das órbitas precisas dos satélites com uma exactidão que ronda os 30 pixéis. Este passo é realizado segundo as equações de Doppler, de alcance e elipsóide (Kampes, 2005).

Inicialmente começa-se por efectuar a conversão das coordenadas imagem do ponto central, da imagem *master*, para as coordenadas no sistema cartesiano (X,Y,Z), em relação ao elipsóide de referência. Através das coordenadas tridimensionais, das características das órbitas do satélite *slave*, e na equação de Doppler (Kampes, 2005), determina-se as coordenadas imagem (l,p) do *pixel*, da imagem *slave*, que corresponde ao *pixel* do ponto central da imagem *master*.

Por fim, realiza-se a diferença entre as coordenadas calculadas, em que resulta o desvio absoluto:

$$offset(l,p) = P_{master}(l,p) - P_{slave}(l,p) \quad (3.1)$$

Além dos desvios absolutos, tem-se também como resultado, os parâmetros da geometria de aquisição das duas imagens.

Co-registo aproximado

O objectivo deste passo consiste em determinar os desvios absolutos na direcção azimute e alcance através da correlação cruzada entre as imagens. A diferença que existe, relativamente ao método mencionado anteriormente reside no método e na exactidão, que ronda 1 *pixel*.

O processo é realizado no domínio espectral (*magfft*), e consiste na divisão da imagem *master* em pequenas janelas. Estas janelas são definidas antes do início do processo. Para a definição das janelas, optou-se, para todas as imagens processadas, por 21 janelas com um tamanho de 512 pixéis por 512 pixéis, distribuídas por toda a imagem. Como valores de entrada, são utilizados os desvios calculados através dos parâmetros das órbitas, e a magnitude das imagens.

Determina-se, então, os desvios e a correlação entre a *master* e *slave* para cada *pixel*. O desvio considerado para cada janela corresponde ao que possui correlação máxima na mesma.

Por fim, os desvios absolutos que têm mais ocorrências são considerados como os desvios entre a *master* e a *slave*. Além destes desvios absolutos, os resultados desta operação, são as coordenadas do *pixel* central de cada janela, a sua respectiva coerência, e os seus desvios na direcção do azimute e do alcance.

Filtragem em azimute

Depois de efectuado o processo da correlação aproximada, é realizada a filtragem, na direcção de azimute, das duas imagens. O processo é aplicado às duas imagens, no sentido em que toda a informação espectral da *master* que não se sobrepõe com a informação espectral da *slave* é filtrada, e vice-versa. Esta não-sobreposição da informação espectral está relacionada com o facto da frequência do centróide Doppler ser diferente para as duas imagens. Este passo vai permitir que não haja perda de coerência no interferograma, aumentando a sua qualidade, pois toda a informação espectral que não é partilhada entre as duas imagens é eliminada.

Co-registo fino

O processo do co-registo fino é muito semelhante à co-registo aproximado, pois reside na determinação dos desvios, mas com um número de janelas superior. Estas janelas têm que estar uniformemente distribuídas e ocupar uma grande parte da imagem. Os desvios são calculados com uma exactidão menor que 1 *pixel*, e têm como aproximação inicial, os valores dos desvios resultantes do co-registo aproximado.

A correlação para cada janela, também, é determinada através da magnitude dos pixéis das imagens, utilizando o método sobreamostragem, ou *oversample*. Este método permite extrair os valores de correlação de cada janela, a um nível inferior a um pixel. Teoricamente é o melhor método, pois evita o alisamento da informação espectral durante o processo (Kampes, 2004).

O número de janelas escolhidas, distribuídas ao longo das imagens, foram 3000, com um tamanho de 64 pixéis por 64 pixéis.

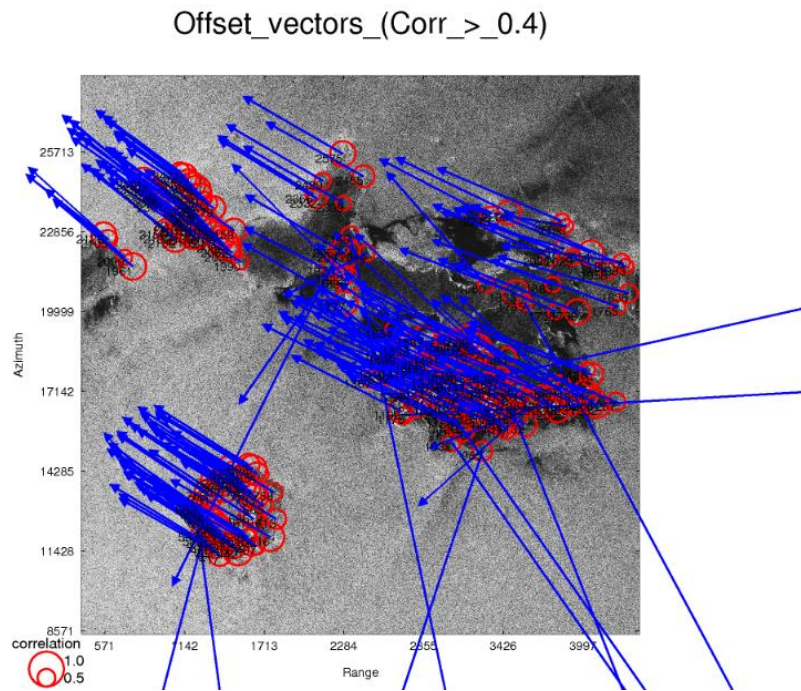


Figura 15 - Vectors de translação e a sua respectiva coerência (círculo a vermelho), representados na imagem Master.

Os resultados desta operação são, os desvios na direcção de azimute e alcance, a sua coerência, e a posição onde a correlação é máxima, para cada janela. Além destes dados, também é produzido um gráfico que representa os vectores dos desvios que tem uma determinada coerência.

Na figura 15, encontram-se os vectores dos desvios do co-registo efectuado entre as imagens 19960317 e 19960318, com correlação superior a 0.4. Existem alguns vectores enviesados que ultrapassam os limites da imagem, o que indica que valores de correlação elevado nem sempre são sinónimo de uma boa correlação.

Depois de efectuado o co-registo fino, são calculados parâmetros que melhor se ajustam a uma função de polinomial de 2º grau, através de um ajustamento por mínimos quadrados, utilizando a decomposição de Cholesky da matriz normal. São utilizados os valores de desvio e de coerência determinados no processo do co-registo fino, como aproximações iniciais para o ajustamento. Antes do início do processo, são, ainda, eliminados todos os pontos que tenham valores de correlação que não cumpram um determinado critério (*threshold*). Esse critério foi definido, para todas as imagens, como 0.4.

Durante o processo, também são eliminados pontos que não passem num teste estatístico de outliers. O critério de passagem corresponde à raiz quadrada da distribuição normal, para um determinado nível de significância. Este processo é iterativo e só termina quando todos os outliers forem eliminados ou quando o ajustamento atingir um número máximo de iterações. O número máximo de iterações escolhido foi de 50, o critério de passagem adoptado foi de 1.97, com um nível de significância de 5%, definidos *a priori* pelo utilizador.

Após a execução do ajustamento, são guardados os valores dos coeficientes da transformação da função polinomial. São, também, fornecidos, os pontos que foram utilizados no processo de ajustamento, a sua correlação, os seus desvios e as suas incertezas e estatísticas de teste.

Além destes resultados, são produzidos várias representações gráficas que representam indicadores estatísticos do ajustamento. Estes gráficos vão sendo produzidos à medida que o ajustamento vai realizando as iterações. No final são apresentados os gráficos com os resultados finais. Um desses gráficos representa a relação entre o erro absoluto, que equivale ao desvio estimado menos o erro observado, e a coerência, para todos os pontos utilizados no ajustamento, na direcção azimuth e alcance. Outro gráfico resultante corresponde a um histograma, que representa a frequência dos resíduos de cada desvio, tanto na direcção azimuth como de alcance. Estão representados exemplos, destas representações nas figuras seguintes, retiradas do co-registo entre as imagens 19960317 e 19960318.

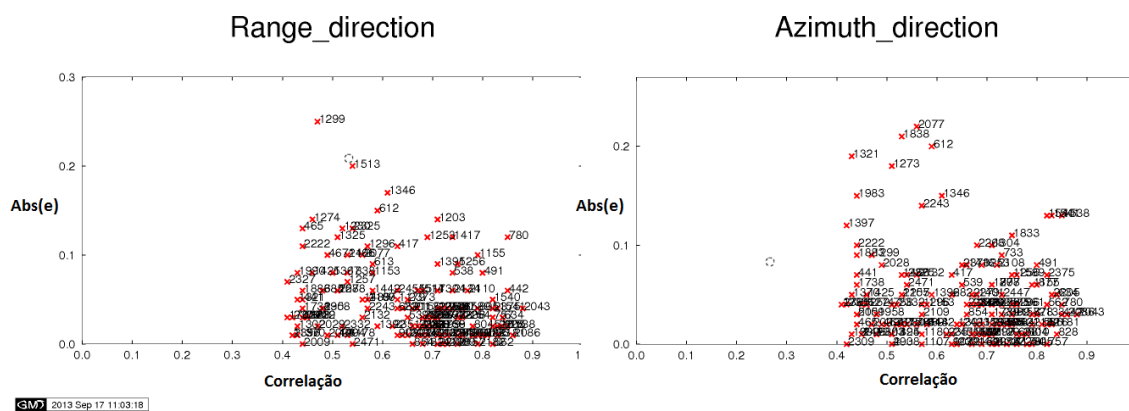


Figura 16 - Erro absoluto vs coerência.

A figura 16 representa os pontos utilizados no ajustamento. Observa-se que todos os pontos possuem a correlação superior ao critério imposto no início do ajustamento, que é superior a 0.4.

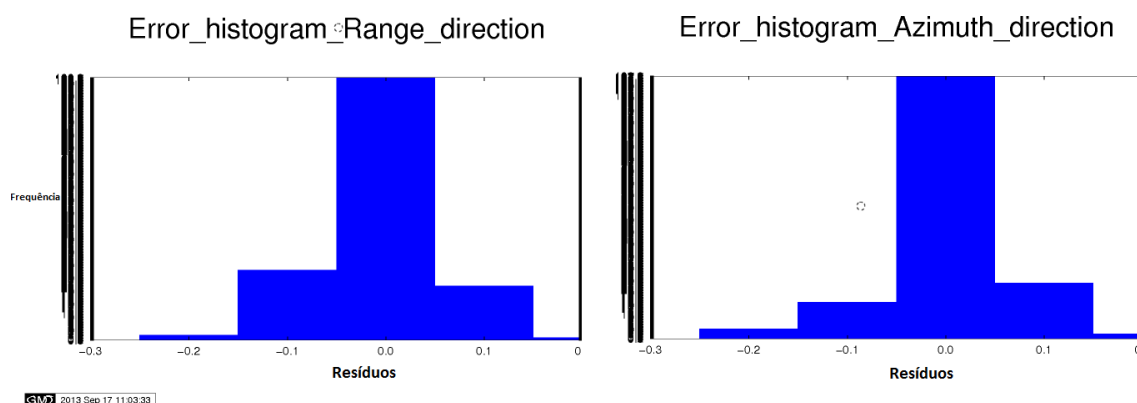


Figura 17 - Histograma dos resíduos resultantes do ajustamento.

A representação dos resíduos no histograma tem que rondar zero, e ter a forma da função de uma distribuição normal, para que o ajustamento seja aceitável.

Reamostragem

Depois de efectuado o co-registo, utiliza-se os parâmetros do modelo de transformação determinados no passo anterior, para ajustar a *slave* à *master*, de modo que tenham a mesma dimensão e o mesmo sistema de coordenadas, através de uma interpolação. A interpolação utilizada foi uma interpolação por convolução cúbica *kernel* com uma matriz de 6x6 pixéis.

3.4.4 Cálculo do interferograma.

Filtragem em alcance

O objectivo desta operação é filtrar informação espectral, na direcção do alcance, da *master* e da *slave*, com o intuito de reduzir o ruído no interferograma. A informação que é filtrada corresponde as zonas que não se sobrepõem, na direcção alcance, entre a *master* e a *slave*. Estas zonas de não-sobreposição são causadas pelos ângulos de observação dos sensores serem diferentes

Existem dois métodos, o método baseado nas orbitas que se efectua durante o co-registo, e o método adaptativo que é realizado depois da reamostragem. O método utilizado durante o processamento foi o método adaptativo.

Inicialmente, o método adaptativo produz um interferograma temporário, através das duas imagens. Esse interferograma é, posteriormente, processado no domínio espectral, em que é estimado razão do sinal/ruído. Todas as partes do espectro que tiverem a razão do sinal/ruído estiverem inferiores a um determinado critério imposto pelo utilizador, são eliminados. Reduzindo, assim, o ruído em ambas as imagens.

Cálculo do interferograma

Esta operação está dividida em dois passos: a criação do interferograma e a subtracção da fase de referência.

A fase inicial, nesta operação, consiste apenas na determinação do interferograma. Como é referido no capítulo 2.7.3, o cálculo do interferograma é efectuado através da multiplicação complexa entre *master* e *slave*.

Cálculo da fase de referência

Depois de determinado o interferograma, calcula-se a fase de referência, relativamente ao sistema de referência WGS84, com o objectivo de subtrair com a fase do interferograma. Este passo vai permitir corrigir a curvatura terrestre associada ao interferograma, e é determinado utilizando as equações de Doppler, alcance e elipsóide (Kampes, 2005), ou seja, através da posição na órbita do satélite.

Depois calculado a superfície de fase de referência, subtrai-se, por fim, ao interferograma, e tem-se um interferograma corrigido do efeito curvatura terrestre.

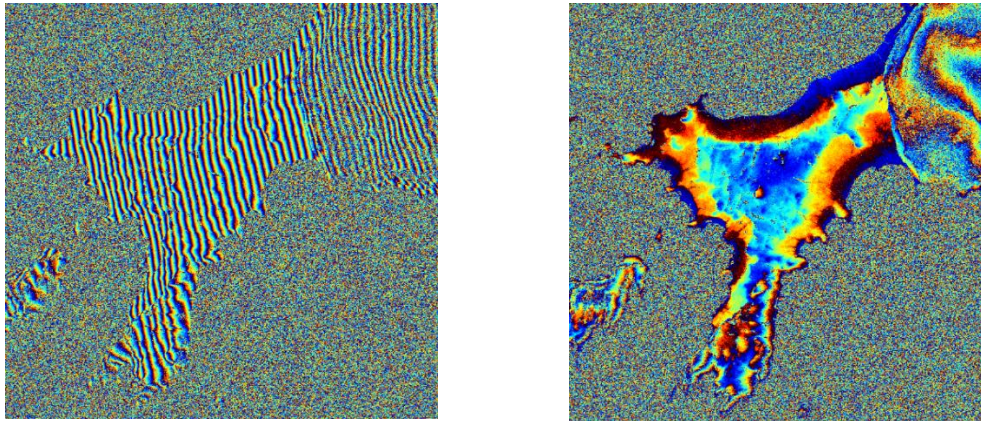


Figura 18 - Interferograma com o efeito da curvatura terrestre (esquerda). Interferograma corrigido do efeito da curvatura terrestre (direita).

Cálculo do mapa de coerência

Neste passo, é calculado um mapa de coerência, utilizando a expressão 2.24, ou seja, calcula-se o valor de coerência para cada *pixel* através da magnitude das imagens *master* e *slave*, e mapeia-se esse valores numa imagem. Este passo é necessário para avaliar a qualidade de interferograma, apesar de ser independente deste, efectuando uma interpretação e análise visual do mapa resultante:

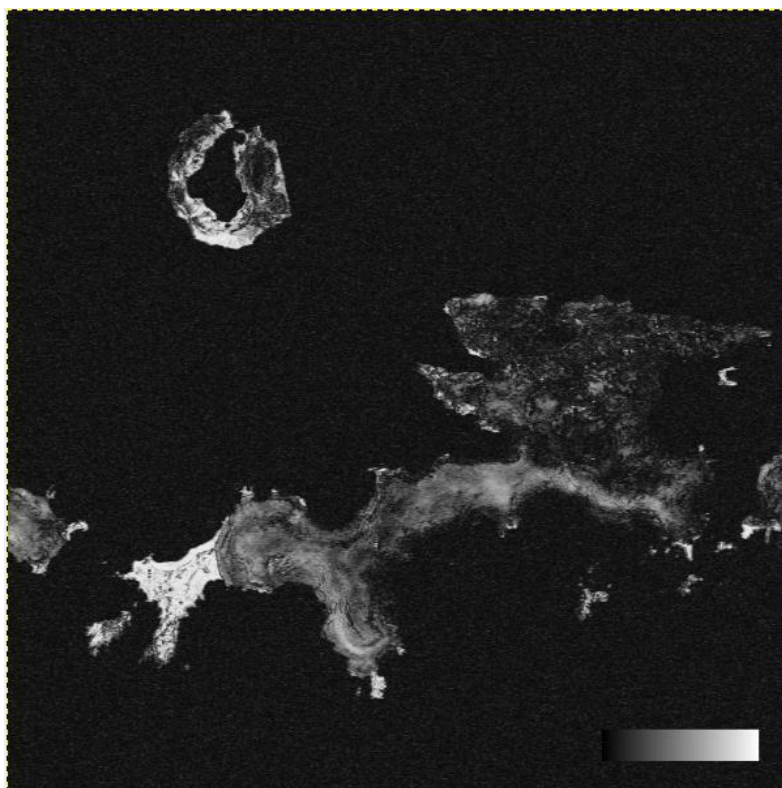


Figura 19 – Exemplo de um mapa de coerência (interferograma 19960317).

As zonas a branco indicam valores de coerência elevados e as zonas a preto indicam valores baixos.

3.4.5 Cálculo do interferograma diferencial

O passo final do processamento interferométrico reside na subtração do MDT externo pelo interferograma resultante. O MDT externo é o modelo de elevação calculado no capítulo 3.2. Antes de se realizar a subtração, o MDT externo necessita de ser convertido para coordenadas radar, e ficar georreferenciado em relação ao interferograma calculado.

Finalmente realiza-se a subtração da fase do MDT com a fase do interferograma, realizando uma multiplicação complexa dos valores.

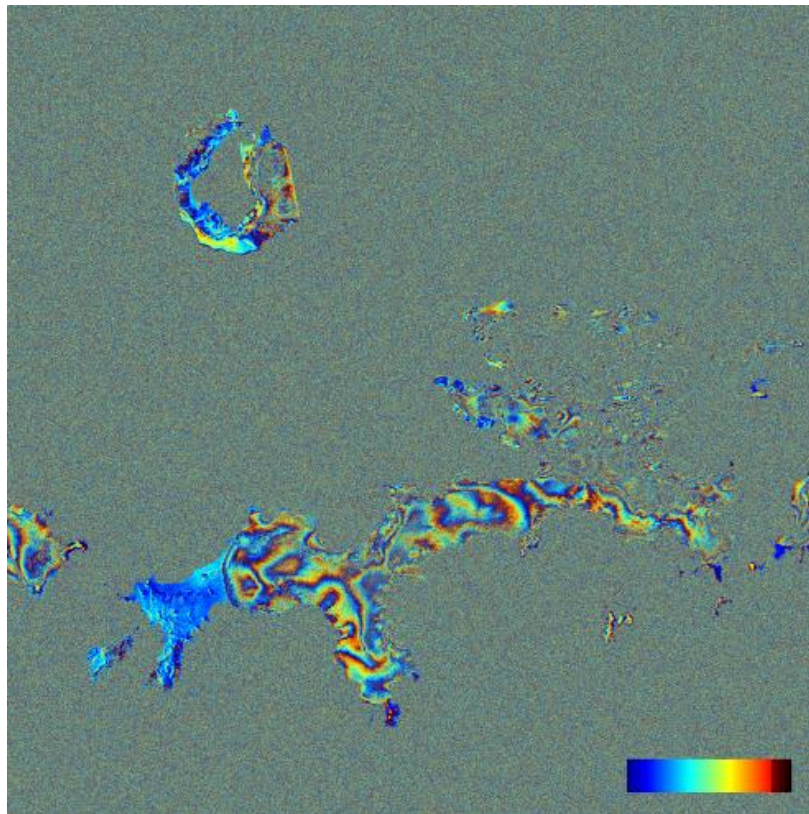


Figura 20 - Exemplo de um interferograma final resultante do processamento (interferograma 19960317).

3.5 Análise das séries temporais

A análise efectuada neste capítulo está dividida por trajectos e regiões. As várias regiões analisadas terão imagens que correspondem a duas cartas produzidas pela *Antarctic Place-names Commission of Bulgaria* (Ivanov L.L. et al., 2005, Ivanov, L.L., 2009).

Efectuando uma análise preliminar, assume-se que uma boa porção dos interferogramas contém alguma deformação, mas aparentemente, existem algumas regiões em que a topografia não foi completamente eliminada devido a erros no MDT externo. No entanto, a análise efectuada consiste numa interpretação visual das franjas, o que significa que uma análise deste tipo poderá não ser suficiente para discernir a deformação da topografia. Então, é necessário aplicar uma técnica, que avalia a quantidade de componente topográfica que existe numa franja ou num conjunto de franjas. Para tal, utiliza-se a seguinte relação:

$$\frac{\phi}{2\pi} = \frac{h}{h_{amb}} \quad (3.2)$$

A expressão traduz a relação entre o valor da fase (ϕ) para uma variação h na altitude, dada a ambiguidade da altitude (h_{amb}) do interferograma. A ambiguidade de altitude diz-nos o erro na altitude do DEM para criar uma franja (2π).

Como o MDT é uma combinação de vários MDTs, que cobrem várias regiões, os erros podem variar de zona para zona, estas precisões estão apresentadas na tabela 9.

Tabela 9 - Precisões para os MDTs que foram utilizados na criação do MDT de referência (Liu *et al* 1999; site do Instituto Geográfico Nacional). O MDT (RAMP) cobre a Ilha Livingston, Snow e Deception. A carta 1:25000 corresponde à Península de Hurd. A carta 1:5000 corresponde à região em redor do Monte Reina Sofia.

MDT	Erro de altitude	Regiões cobertas
MDT (Radarsat Antarctic Mapping Project, RAMP)	<ul style="list-style-type: none"> • ± 100 m em áreas montanhosas; • ± 15 m regiões costeiras com declives íngremes; • ± 1 m em plataformas de gelo; • ± 7.5 m para camadas de gelo interior com declive suave; • ± 17.5 m para camadas de gelo que contém zonas com declive relativamente acentuado; 	<ul style="list-style-type: none"> • A Montanhas de Tangra; • A Península de Varna; • A zona central da Ilha; • A Península Ioannes Paulus II e o Glaciar Verilla; • O Domo de Rotch; • A Península Byers e a Ilha Rugged; • Ilha Deception;
MDT (carta 1:25000)	$\frac{1}{4}$ da equidistância das curvas de nível = 2.5 m	A Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge.
MDT (carta 1:5000)	$\frac{1}{4}$ da equidistância das curvas de nível = 1.25 m	A Península Hurd (região do Monte Reina Sofia).

Serão avaliadas, depois, as taxas de derretimento ou de deslocamento de gelo, baseadas no padrão de franjas. As velocidades podem estar entre cm/dia ou cm por 35 dias, dependendo da base temporal do interferograma.

3.5.1 Trajecto 9

No trajecto 9, o interferograma que resultou da combinação com a *master*, com data de 16 jan 1996, e a *slave* com data de 29 fev 2000 (20000229), apresentou resultados que não são interpretáveis, devido a reduzida coerência do interferograma. Estes resultados devem-se, provavelmente, à enorme base temporal (1505 dias), que provoca o aumento da decorrelação temporal. O interferograma que data de 6 de Fevereiro de 1993 (19930206) é também pouco coerente, devendo-se, tal como na 20000229, ao tamanho da base temporal (-1074 dias), no entanto, apresentou alguns resultados visíveis, mas não interpretáveis. Os restantes dois interferogramas contêm, do mesmo modo, algum ruído, mas resultados com melhor qualidade, que datam a 15 jan 1996 (19960115) e a 19 fev 1996 (19960219). Há que salientar ainda que o trajecto 9 tem uma passagem descendente.

As ambiguidades de altitude para os interferogramas 19960115 e 19960219 são -24.1 m e -43.8 m. Calculando o erro de fase para os interferogramas 19960115 e 19960219, tem-se, por exemplo, para a carta 1:5000, que o erro de fase em termos absolutos do MDT é de 0.33 radianos e 0.18 radianos, convertendo para o nº de franjas tem-se 0.05 e 0.03 franjas, na devida ordem. Portanto, se o nº de franjas detectado for superior a este erro, está-se na presença de deformação, se for inferior provavelmente, as franjas consistem em topografia. Realizando o mesmo raciocínio para os restantes MDTs tem-se na tabela 10 os erros do MDT que têm influência nos interferogramas.

Tabela 10 - Tabela com o erro de fase e a nº de franjas com componente topográfica num ciclo de deformação (franja), para os interferogramas 19960115 e 19960219.

Interferograma		19960115		19960219	
MDT e zonas		Erro da fase (<u>radianos</u>)	Nº de franjas do erro	Erro da fase (<u>radianos</u>)	Nº de franjas do erro
MDT (Radarsat Antarctic Mapping Project)	Áreas montanhosas irregulares;	26.07	~4.15	14.35	~2.28
	Regiões costeiras com declives íngremes;	3.91	~0.62	2.15	~0.34
	Plataformas planas de gelo;	0.26	~0.04	0.14	~0.02
	Camadas de gelo interior com declive suave;	1.96	~0.31	1.08	~0.17
	Camadas de gelo com declive relativamente irregular e íngreme;	4.56	~0.73	2.51	~0.40
MDT (carta 1:25000)		0.65	~0.10	0.36	~0.06
MDT (carta 1:5000)		0.33	~0.05	0.18	~0.03

Outro aspecto importante a considerar é a base temporal. Para os interferogramas 19960115 e 19960219, a base temporal é de 1 dia e 35 dias, respectivamente. O que significa que se houver deformação, as mudanças de terreno ocorrem ao longo de 1 dia e de 35 dias, ou seja, as taxas de velocidades medidas são de cm/dia e cm/35 dias ou cm por 35 dias, para os respectivos interferogramas,

Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge

Nesta região, os dois interferogramas que evidenciam alguma deformação são o de 19960115 e o de 19960219. Para ambos os interferogramas, na costa oeste da península de Hurd, é possível visualizar alguma deformação do gelo. Na figura 22, observa-se que na zona mais a sul da península, próximo da Falésia de Miers, existe deformação e nota-se, também, na região montanhosa que se localiza no seu centro, no entanto, a sua tendência não é discernível. Acontece do mesmo modo, para a Falésia de Salisbury e a Falésia de Henry, pois não se consegue compreender a franjas devido à sua complexidade.



Figura 21 - Mapa da região sul da Península de Hurd.

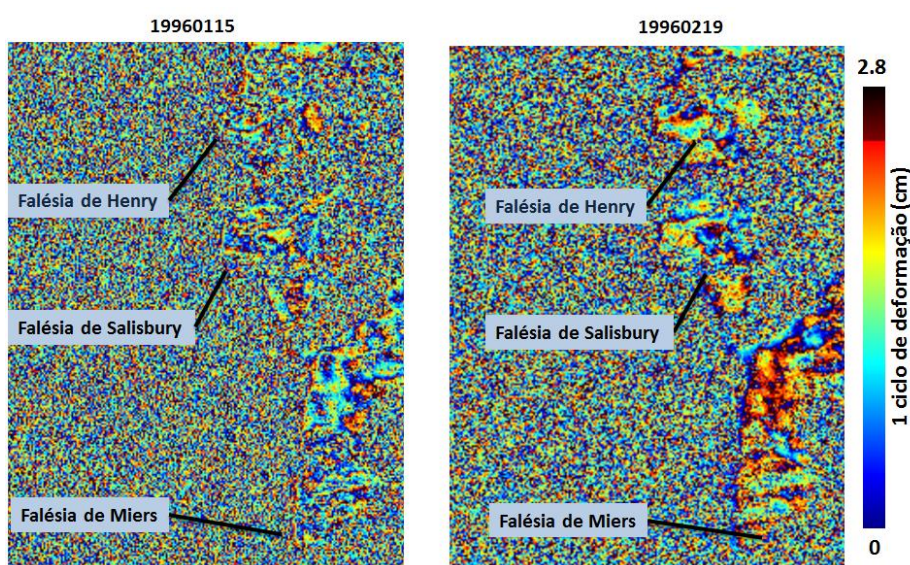


Figura 22 - Região sul da Península de Hurd, para os interferogramas 19960115 e 19960219.

Na região que envolve Monte de Reina Sofia, junto à Falésia Polish, existem dois possíveis movimentos de gelo que descem a encosta do Monte de Reina Sofia (figura 24). Como esta zona é coberta pela carta 1:5000, segundo a tabela 9, o DTM de referência tem nesta área um erro máximo de 1.25 m, o que significa que o erro do nº de franjas é 0.05 e 0.03 para os interferogramas 19960115 e 19960219, respectivamente.

No interferograma 19960219 existem três franjas irregulares, o que ultrapassa o erro do MDT, poderá existir então deformação. Estas franjas distribuem-se na direcção oeste, até a Falésia Polish e também, na direcção nordeste, para norte, para o lado sul da Baía Johnsons, no entanto, a sua taxa não é quantificável. Portanto, a deformação poderá ser de 8.4 cm, ao longo de um dia. A mesma deformação poderá acontecer no interferograma 19960115, em que poderá existir um conjunto de franjas mas a tendência do seu movimento não é perceptível, devendo-se provavelmente a componentes na atmosfera que aumentam descorrelação no interferograma.



Figura 23 – Mapa da região do Monte Reina Sofia.

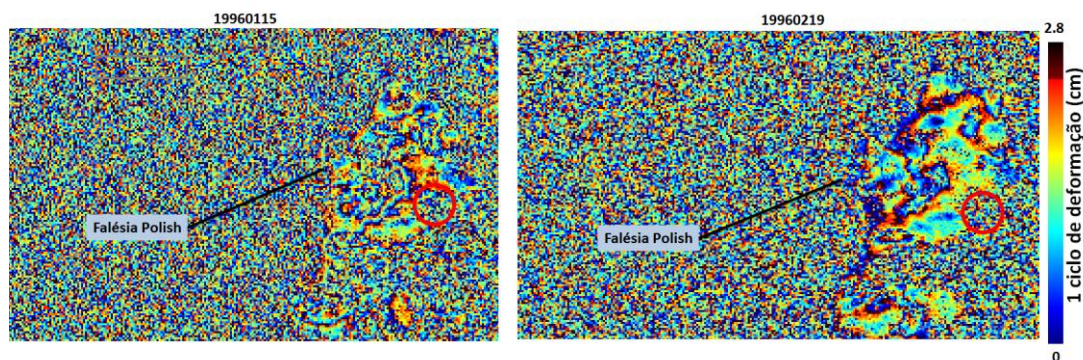


Figura 24 - Zona norte da Península de Hurd, para os interferogramas 19960115 e 19960219. O círculo vermelho corresponde ao Monte Reina Sofia.

Península de Ioannes Paulus II

Na península de Ioannes Paulus II, em particular, no Cabo Shirreff, na figura 26, o interferograma 19960115 contém dois conjuntos de franjas. O MDT do projecto RAMP cobre esta região, assumindo que se está na presença de uma área montanhosa irregular, o erro do MDT na região é de 100 m, ou seja, ~4.2 franjas.

Um dos conjuntos encontra-se na encosta oeste de Selknam Hill. O outro conjunto situa-se em redor de Cóndor Hill. Como ambos os conjuntos contém 2 franjas, que é inferior ao erro do MDT assume-se que esta região contém erros na topografia em vez de deformação.

A sul do Cabo, no Cabo Dreyfus, distinguem-se três franjas, com algum ruído, o que indica movimento de gelo. O número de franjas é superior ao erro do MDT (~ 0.02 franja) nesta região. Existe então uma taxa movimento do gelo, que tem uma direcção no sentido norte, que é possivelmente de 8.4 cm/dia.



Figura 25 - Mapa da região do Cabo Shirreff.

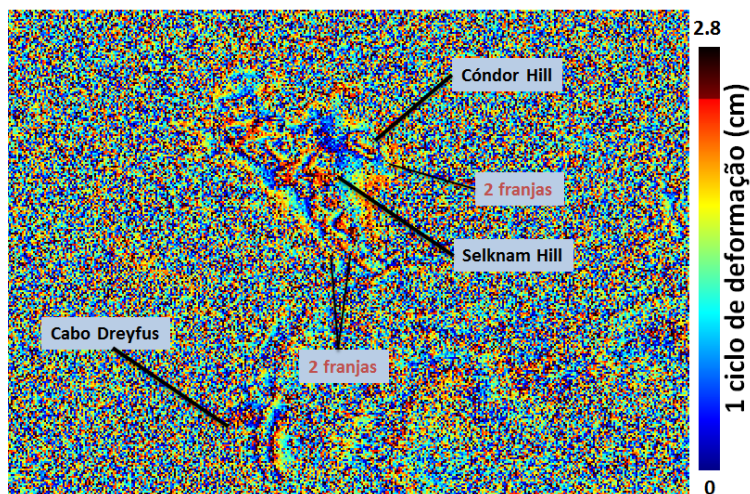


Figura 26 - Interferograma 19960115 (zona do Cabo Shirreff).

O interferograma 19960219 poderá conter alguma deformação, no Cabo Shirreff, Falésia de Mercury e Cabo Black, mas mais uma vez o ruído não permite discernir, por completo, as franjas, por isso não será analisado.

Mais para sul, foram detectados três amostras de franjas, no interferograma 19960115, localizadas entre o Domo Roche e península de Ioannes Paulus II, com um pouco de ruído. Estas amostras têm cerca de uma franja a duas franjas, respectivamente. Considerando esta região uma plataforma de gelo (erro ≈ 0.02 franjas) está-se na presença de deformação. Na

figura 28, estão representadas estas franjas. Na costa norte, encontra-se o Etar Snowfield, que está a fluir, na direcção sudeste, com uma taxa aproximada de 2.8 cm/dia. Na costa sul, o Glaciar Verila está com uma taxa, para norte, de 5.6 cm/dia. As duas franjas colidem uma com a outra e criam uma bifurcação que gera um novo conjunto de franjas. Este conjunto de franjas desloca-se para leste, a uma taxa de cerca de 2.8 cm/dia, na direcção do Pico Casanovas.



Figura 27 – Mapa da região do Glaciar Verila e Etar Snowfield.

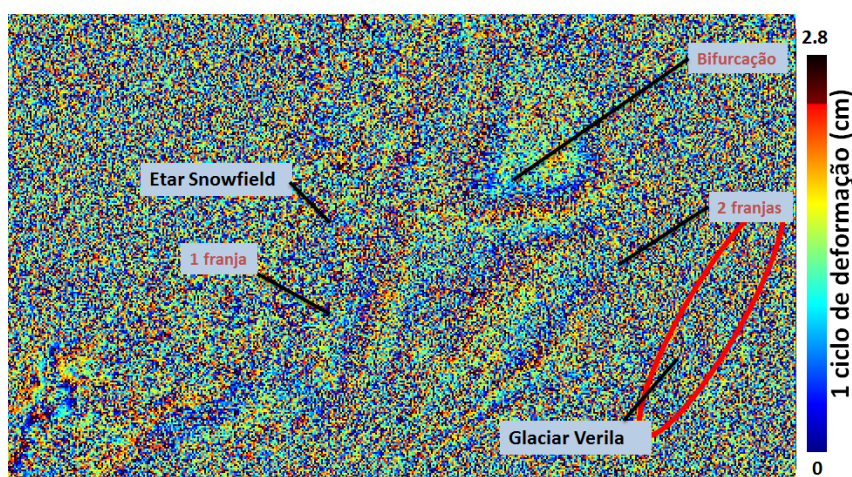


Figura 28 - Interferograma 19960115 (zona do Glaciar Verila e Etar Snowfield).

Península Byers e Ilha Rugged

Como já foi referido esta península e a ilha contém pouco ou quase nenhum gelo. Na imagem 19960115 e 19960219, figura 29 e 30, nota-se uma deformação não linear do terreno na direcção oeste, partindo do lado leste da península, excepto na sua costa sul. Ao início, a franja inicial é perceptível, mas à medida que se segue na direcção oeste, o conjunto de franjas vai-se tornando cada vez mais difícil de interpretação, devendo-se provavelmente ao facto da região montanhosa ser complexa, tal como acontece com a Ilha Rugged. A região é irregular e montanhosa, o que indica um erro aproximado de 4 franjas. Mesmo sabendo o erro, e olhando para as imagens, é impossível detectar o número de franjas existentes. Podemos inferir duas conclusões: Uma das conclusões que se pode tirar é, que a península e a ilha estão em

constante deformação, mas como já foi mencionado, é impossível compreender a deformação e o número de franjas visto que a topografia nesta região é bastante irregular.

Outra conclusão que se pode tirar poderá residir no facto de que, aparentemente, a componente topográfica, da península e da ilha, podem não ter sido eliminadas, completamente, durante a criação do interferograma diferencial, e que realmente está-se na presença de topografia. Esta conclusão parece ser a mais aceitável

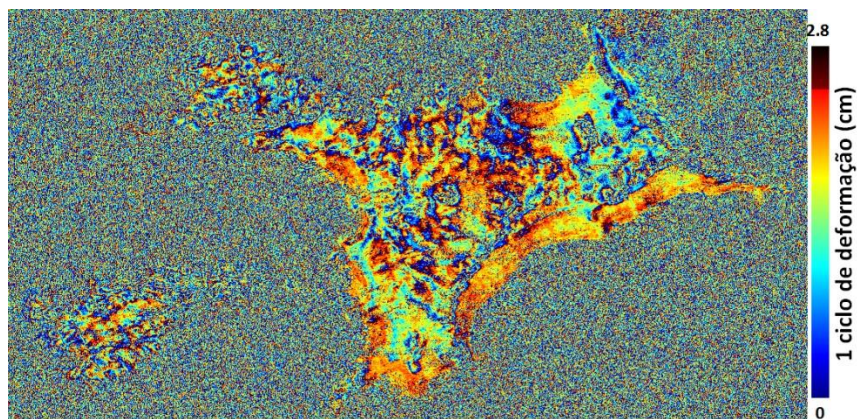


Figura 29 - Interferograma 19960115 (Península de Hurd e Ilha Rugged).

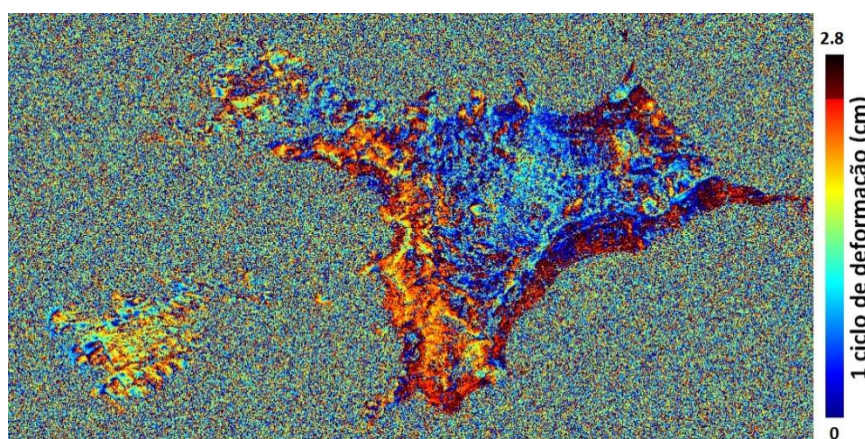


Figura 30 - Interferograma 19960219 (Península de Hurd e Ilha Rugged).

Ilha Snow

A Ilha Snow, contém resultados interessantes para os interferogramas 19960115 e 19960219, em particular nas zonas peninsulares da ilha. As franjas apresentadas na ilha aparentam mais topografia do que deformação, visto terem a forma das curvas de nível apresentadas na figura 31. No interferograma 19960219, os resultados apresentam franjas na ilha, mas apenas nas zonas peninsulares.

Mais uma vez, o interferograma 19960115 apresenta resultados que o destacam dos restantes. No interior da ilha existem dois conjuntos de franjas provenientes possivelmente do centro da ilha, a norte e a sudoeste da ilha, respectivamente, apesar de serem pouco perceptíveis. Visto que a ilha é coberta de neve, assume-se que é uma plataforma de gelo (erro ≈ 0.04 franja). Em ambos os conjuntos de franjas são detectadas entre 3 a 6 franjas, o que

indica deformação. Esta demonstra uma aparente distribuição homogênea do deslocamento do gelo, com uma taxa de velocidade aproximada, entre 8.4 cm/dia e 16.4 cm/dia.

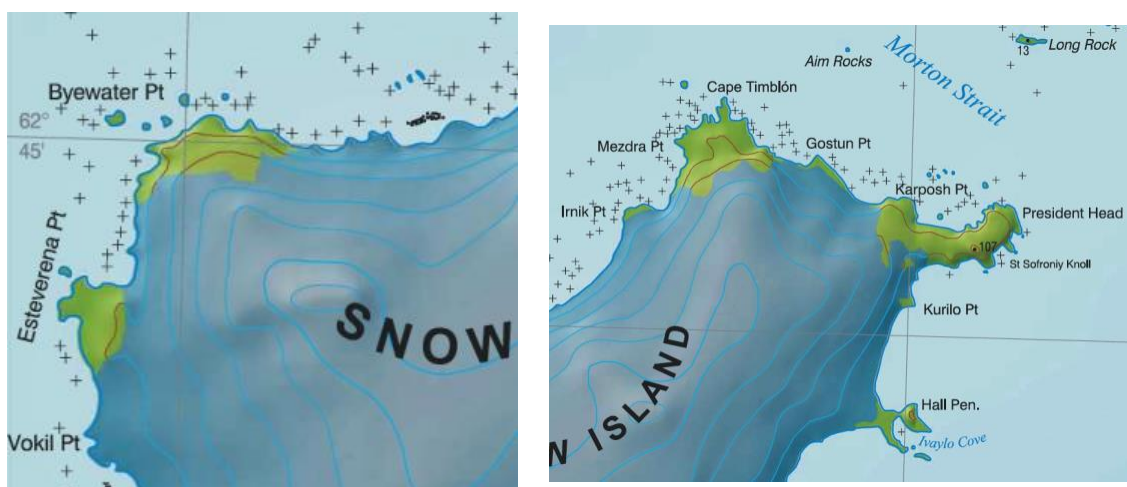


Figura 31 - Mapa da Ilha Snow, focando apenas as regiões peninsulares.

No entanto, quando essa deformação chega às zonas peninsulares da ilha, as franjas apresentam características topográficas. As zonas peninsulares da ilha são regiões costeiras com um declive acentuado, o que segundo a tabela 10, indica um erro aproximado de 0.62 franja (15 m). Observando as figuras 30, 31, 32 e 33, as franjas detectadas para estas zonas, e para ambos os interferogramas, são superiores a uma franja, ultrapassando o erro do MDT, o que significa que está-se na presença de deformação. No entanto se verificarmos o MDT de referência observa-se uma situação interessante, que está na figura seguinte:

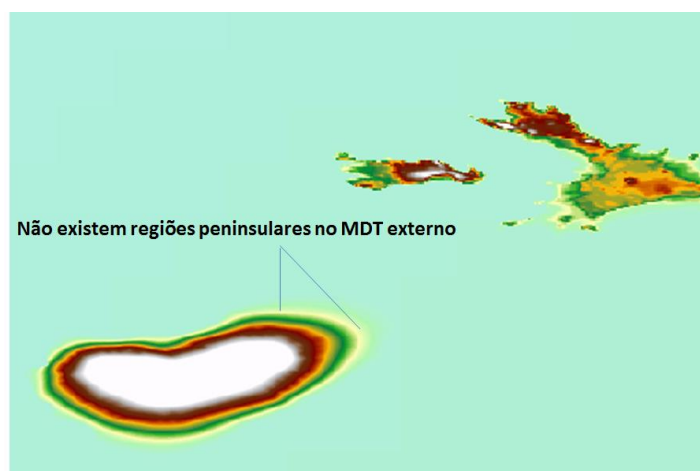


Figura 32 - Zona da Ilha Snow do MDT de referência. Não existem regiões peninsulares na Ilha Snow

Não existem zonas peninsulares na Ilha Snow, no MDT, fornecido pelo NSIDC. Por essa mesma razão a componente topográfica não foi completamente subtraída durante o processamento interferométrico, que fez com que estimasse de certa forma a topografia e não a deformação.

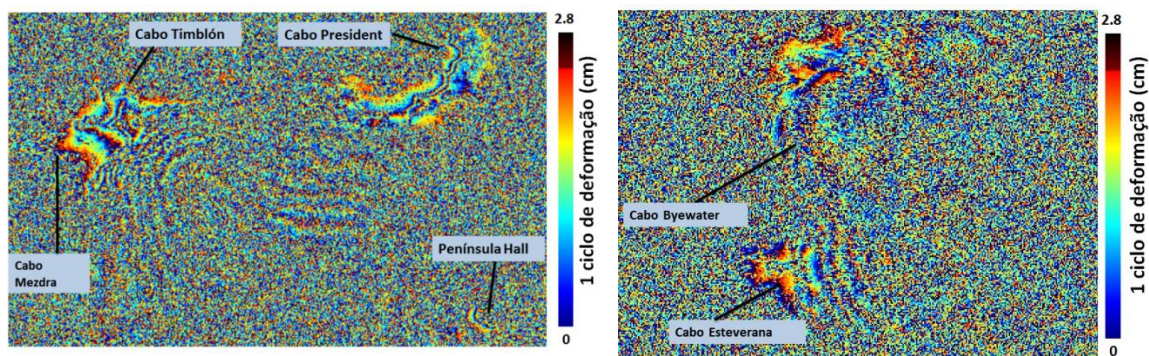


Figura 33 - Interferograma 19960115 (região norte e sul da Ilha Snow).

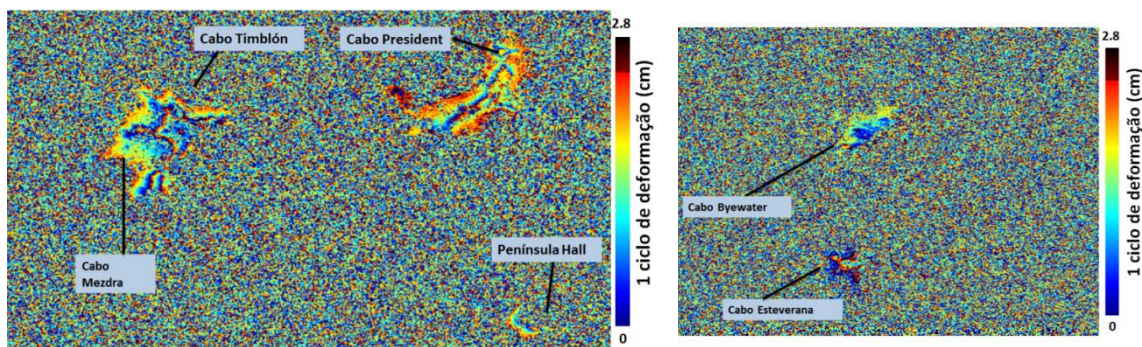


Figura 34 - Interferograma 19960219 (região norte e sul da Ilha Snow).

Ilha Deception

Ambos os interferogramas contêm apenas a parte oeste da Ilha Deception (figura 35). Na pior das hipóteses, considera-se a ilha uma região montanhosa irregular, o que para os erros no MDT equivale a ~ 4.15 e ~ 2.28 franjas, para os interferogramas 19960115 e 19960219, respectivamente.

No interferograma 19960115, destaca-se apenas, ao longo do Ridge Stonethrow e do Telefon Ridge, até à Goddard Hill, três franjas. Estas franjas representam provavelmente a topografia do terreno, visto que são inferiores ao erro do MDT. O interferograma 19960219 apresenta a mesma situação, mas com duas franjas.

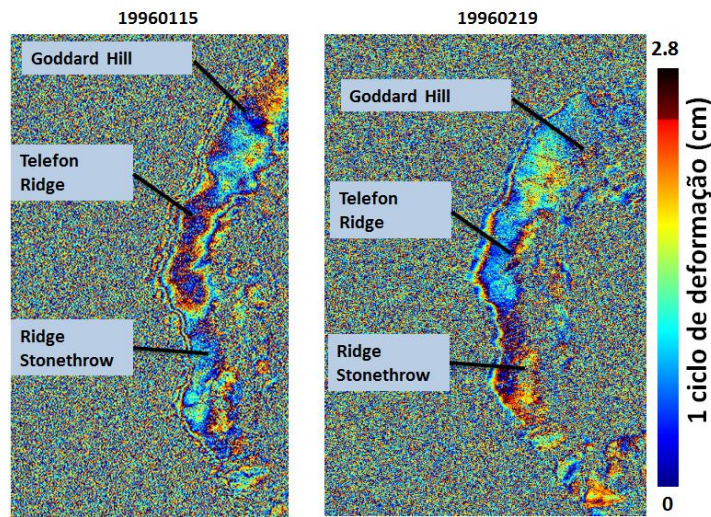


Figura 35 - Interferograma 19960115 (esquerda) e 19960219 (direita), da Ilha Deception.

3.5.2 Trajecto 238

No trajecto 238, os interferogramas 19930118, 19930222 e 19960307, contêm imenso ruído, e portanto os resultados não serão sujeitos a uma análise detalhada, tendo em conta que são de má qualidade. A razão para estes resultados poderá dever-se a artefactos atmosféricos adquiridos pelas imagens *slave*, ou devido à enorme base temporal para, as imagens 19930118 e 19930222, com -1109 dias e -1074 dias, respectivamente, provocando uma enorme des correlação temporal. No entanto, estas conclusões são meramente especulativas, por isso, os resultados em relação a estes interferogramas são inconclusivos.

O interferograma 19960306 contém muito ruído apesar ter alguns resultados, no entanto estes não são suficientemente interpretáveis, por isso não serão sujeitos a análise. O interferograma 19960131 apresenta os melhores resultados, pois a quantidade de franjas produzidas no interferograma é considerável, distribuindo-se ao longo da Ilha de Livingston, na Ilha Deception e Ilha Snow, por isso será a única imagem analisada. Este trajecto tem uma passagem descendente.

Realizando o mesmo processo efectuado no trajecto 9, calcula-se os erros do MDT de referência que tiveram efeito na produção deste interferograma diferencial. A ambiguidade de altitude para o interferograma 19960131 é -84.1 m. Os erros estão expostos na tabela seguinte:

Tabela 11 - Tabela com o erro de fase e a nº de franjas com componente topográfica num ciclo de deformação (franja), para o interferograma 19960131

Interferograma		19960131	
MDT e zonas		Erro da fase (radianos)	Erro medido em nº de franjas
MDT (Radarsat Antarctic Mapping Project)	Áreas montanhosas irregulares;	7.47	1.19
	Regiões costeiras com declives íngremes;	1.12	0.18
	Plataformas planas de gelo;	0.07	0.01
	Camadas de gelo interior com declive suave;	0.56	0.09
	Camadas de gelo com declive relativamente irregular e íngreme;	1.31	0.21
MDT (carta 1:25000)		0.19	0.03
MDT (carta 1:5000)		0.09	0.01

Todos os erros na tabela são inferiores a uma franja, excepto, o erro do MDT em áreas montanhosas. Isto é, assume-se que quase todas as regiões no interferograma, em que as características das franjas não tenham uma tendência topográfica e o conjunto de franjas seja maior que uma franja, têm deformação. Visto serem a excepção à regra, erros do MDT relativamente a áreas montanhosas terão mais ênfase ao longo desta secção.

Como a base temporal do interferograma 19960131 é de 1 dia, as mudanças de terreno ocorrem ao longo de um dia, ou seja, a unidade de medida de velocidades é representada em cm/dia.

Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge

Nesta região, o interferograma 19960131 mostra franjas que têm características irregulares, portanto, torna-se complexo analisar o interferograma.



Figura 36 - Mapa da Península de Hurd.

Na Falésia de Miers (figura 37), é possível notar a vermelho os picos montanhosos, com uma longa franja, que se origina na falésia e termina no Pico de MacGregors, o que significa que o gelo em redor se encontra em movimento. O mesmo acontece, na Falésia de Salisbury, a franja estende-se a partir da costa até os complexos montanhosos, a norte, o que permite assumir deslocamento do gelo em redor da falésia. Ambos com uma taxa de velocidade 2.8 cm/dia.

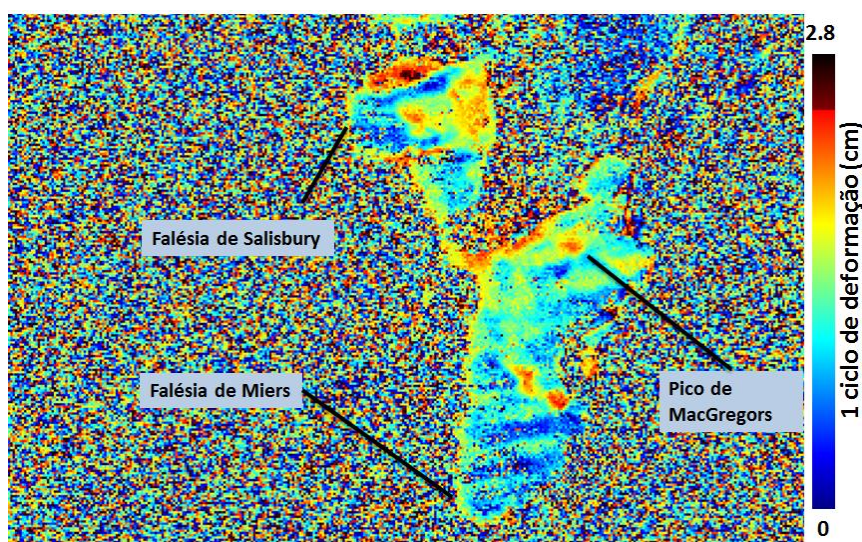


Figura 37 - Interferograma 19960131 (Falésia de Salisbury e de Miers).

Mais a norte, na falésia de Henry, a zona a vermelho corresponde provavelmente a nunataks (rochedos livres de gelo rodeados por gelo glaciár), e a zona em redor encontra-se em movimento, com uma taxa de um ciclo de comprimento de onda. A zona em redor do Monte Reina Sofia contém deslocamento do gelo que é irregular, no entanto parece convergir para o centro dessa região. A norte do Monte Reina Sofia, perto do rochedo Charrua Ridge, aparentemente, ocorre um deslocamento de gelo que desce a encosta do rochedo, na direcção da costa, para sudoeste, mas com uma taxa incerta, além disso, na Praia Búlgara, as franjas são irregulares o que induz numa análise inconclusiva, nesta zona. Os resultados estão na figura 38.

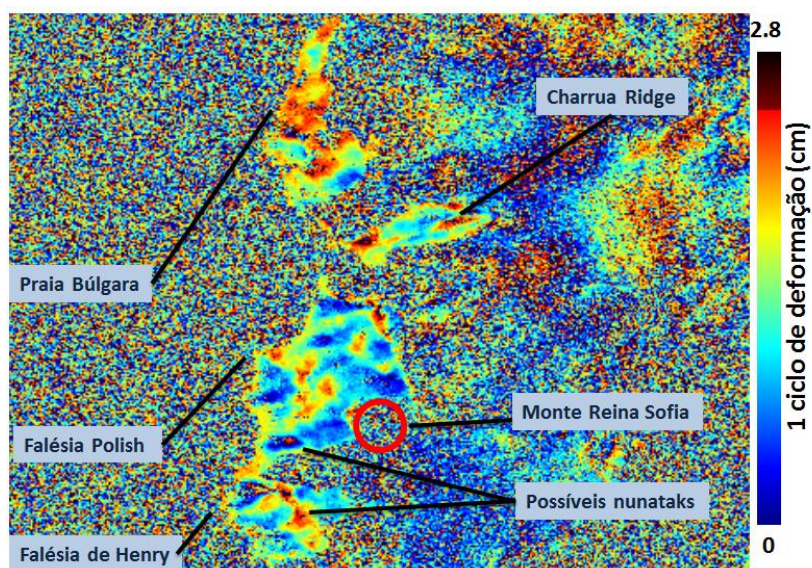


Figura 38 - Interferograma 19960131 (zona norte da Península de Hurd e Praia Búlgara).

Na zona do Glaciar Hurd, parece existir um pequeno deslocamento de gelo ao longo do glaciar, que se encontra a azul, no entanto, a desc correlação não permite concluir mais nada.



Figura 39 - Mapa da região do Glaciar Huntress.

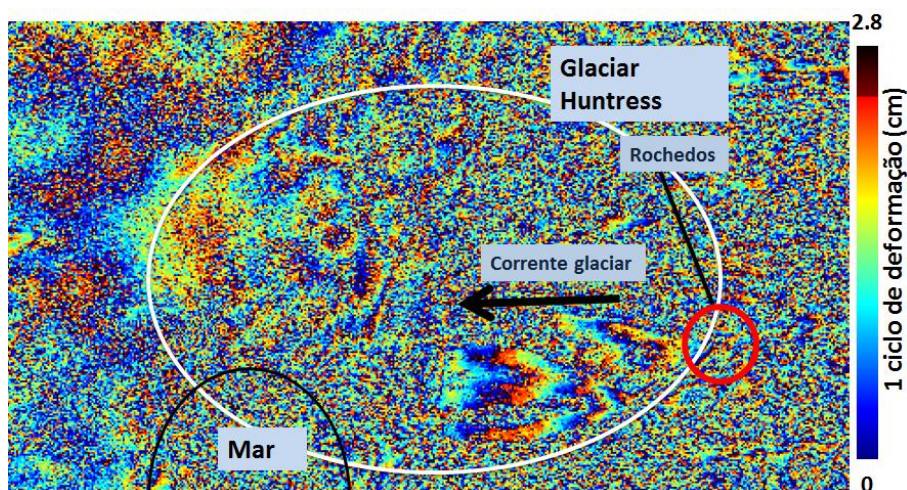


Figura 40 - Interferograma 19960131 (Glaciár Huntress). Pico Academia e o Pico St. Boris (bola a vermelho)

A região do Glaciár Huntress (figura 40) contém bastante ruído e a interpretação da sua deformação é, aparentemente, confusa. No seu centro parece haver um conjunto de franjas, mas não é discernível. No entanto, é claramente visível uma corrente glaciár, do lado sudeste do glaciár, em que o glaciár está descer em direcção a oeste, vindo do Pico Academia e o Pico St. Boris, com uma taxa de 8.4 cm/dia.

Montanhas de Tangra

Na península de Rhozen, na praia de Zagore (figura 42), existe um deslocamento do terreno, que desce a encosta do Pico Mackay e do Pico de Canetti, na direcção contrária ao sensor, que vai convergir no centro da praia, em que sua taxa de derretimento aproxima-se dos 2.8 cm/dia.



Figura 41 - Mapa da região da Península de Rozhen.

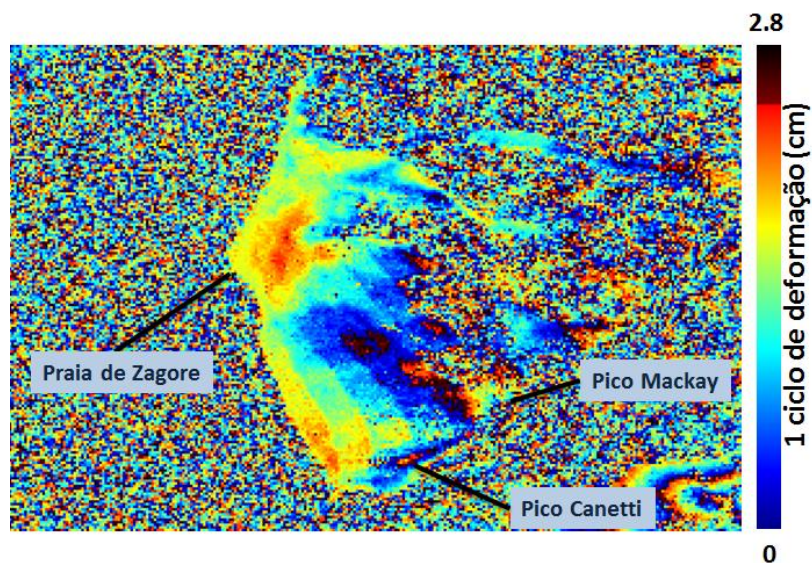


Figura 42 - Interferograma 19960131 (Praia de Zagore).

Na zona montanhosa, a oeste de Tarnovo Ice Piedmont e a sul do glaciador Charity (figura 43), ocorre um deslocamento de gelo que inicia o seu percurso, perto Veleka Ridge, e distribui-se em duas direcções, para noroeste, na direcção do sensor, até entrar em contacto com o Glaciador Charity, e para sul até convergir na base do Pico de Botev, com uma taxa aproximada de 9 cm/dia.

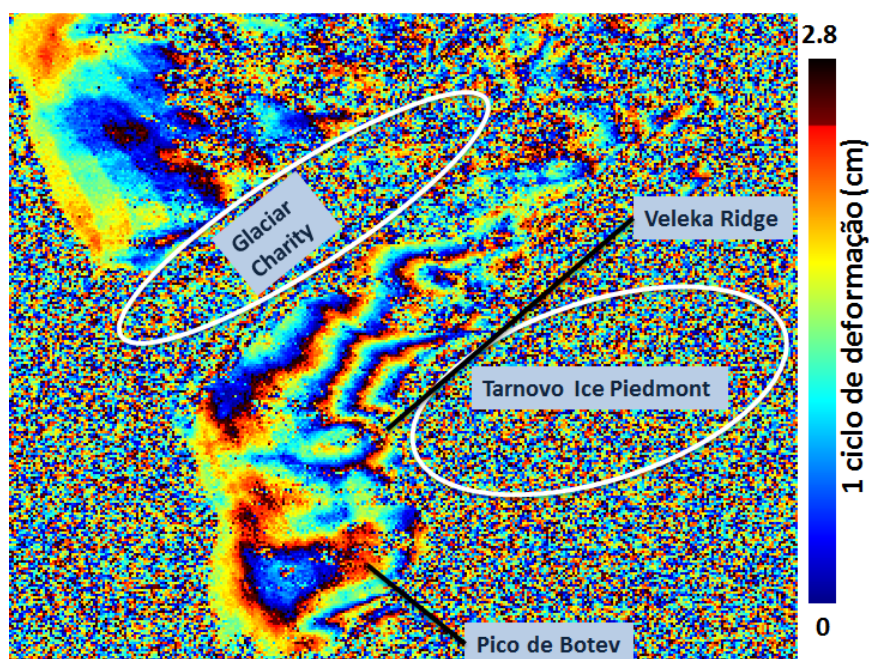


Figura 43 - Interferograma 19960131 (Região sul da Península de Rozhen).

A nordeste, foi detectada uma franja que desce o Peshev Ridge na direcção do Glaciador Macy, o que indica movimento do gelo que desce encosta, com uma taxa de 2.8 cm/dia (figura 45).

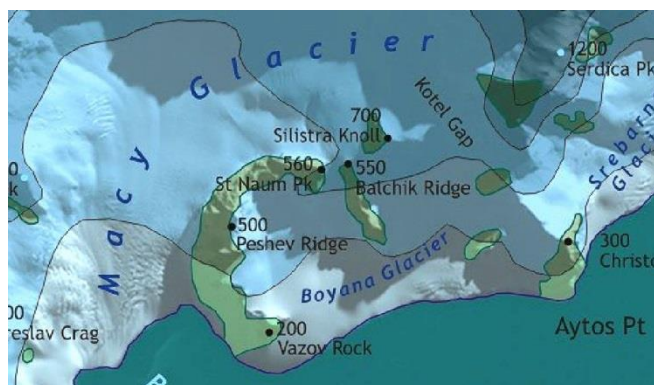


Figura 44 - Mapa da região do Peshev Ridge.

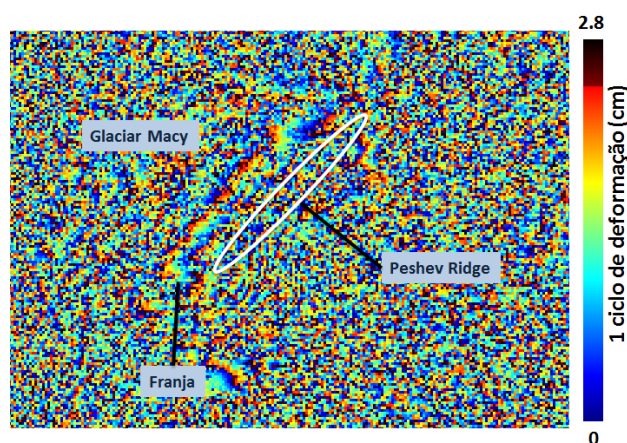


Figura 45 - Interferograma 19960131 (Região do Glaciar Macy).

Na zona nordeste nas Montanhas de Tangra, a península Burgas parece ter alguma actividade junto aos glaciares em particular no meio da península, mas a informação não é completamente discernível, por isso não é possível concluir algo plausível devido ao elevado ruído apresentado. No entanto, na ponta da península, em particular no Cabo Renier, é possível distinguir uma franja, o que indica que ocorreu deslocamento de terra, ou de gelo, que desce o Pico Lyulin, e que acompanha a direcção do satélite, ou seja para norte, com uma taxa de 2.8 cm/dia. Possivelmente está-se na presença de um rochedo glacial (figura 47).



Figura 46 - Mapa da região da Península Burgas e Cabo Renier

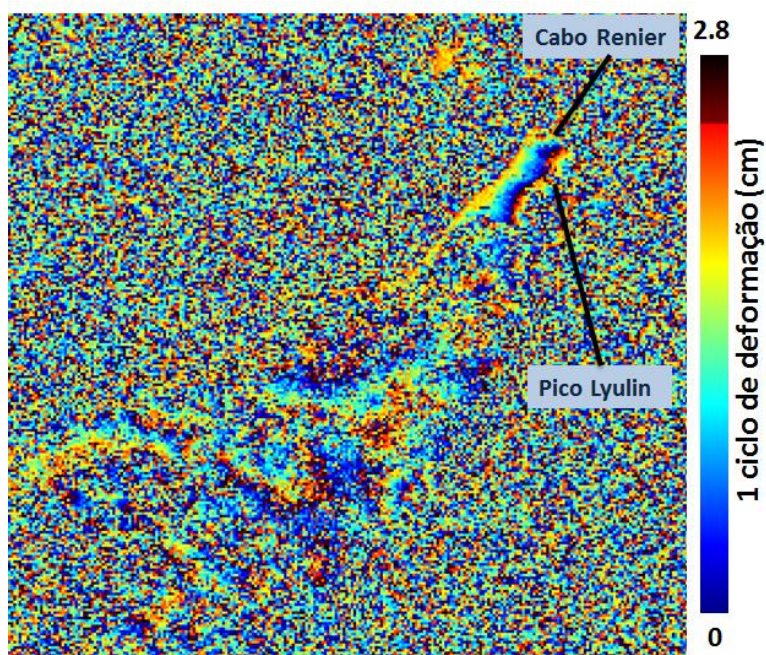


Figura 47 -Interferograma 19960131 (região do Cabo Renier).

No Glaciar Huron (Figura 49), existem vários conjuntos de franjas. No centro do glaciar, as franjas detectadas tem uma aparência topográfica, o que significa que provavelmente não se está na presença de deformação. No entanto, a contagem das franjas indicam dois grupos de 2 franjas cada, a norte e a sul, respectivamente, outro conjunto que contém 5 franjas que possuem bastante ruído, e mais outro grupo de 2 franjas a oeste que não tem uma tendência discernível. Se se assumir esta região como uma plataforma de gelo, o erro no MDT é de 0.01 franjas, sendo muito inferior ao número de franjas detectadas. O mesmo acontece assumindo o glaciar com uma área montanhosa irregular (erro ≈ 1.19), o que significa que não é erro do MDT, e poderá ser deformação.

Se realmente ocorre deformação, e analisando estas franjas, tem-se que os focos iniciais de movimento localizam-se perto da base dos Kukeri Nunataks, com uma taxa, possivelmente, de 14 cm/dia, com uma direcção nordeste, e a norte com uma taxa de 5.6 cm/dia, nas encostas de Zlatograd Rock, na direcção sul.

A leste do glaciar, há duas franjas que se estendem até à Baía Moon, que descrevem deslocamento do gelo, que se estende desde as encostas das Montanhas de Tangra até ao centro do glaciar, o que indica uma taxa de deslocamento de cerca de 5.6 cm/dia.



Figura 48 - Mapa da região do Glaciar Huron.

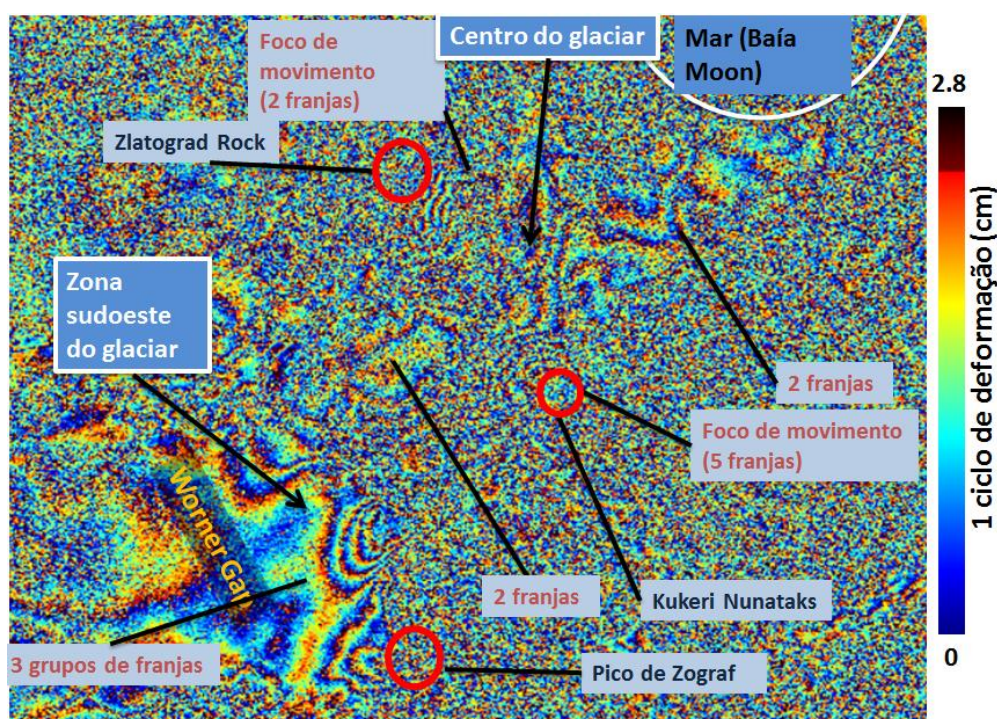


Figura 49 - Interferograma 19960131 (região do Glaciar Húron).

A oeste do glaciar, existem mais três grupos de franjas. Dois grupos com três franjas cada e um grupo com duas. Estas amostras aparentam ter componente topográfica, mas mais uma vez, ultrapassam o erro máximo possível no MDT (erro ≈ 1.19), o que indica deformação. Se existe deformação, então, as taxas de velocidade são de 11.2 cm /dia, 8.4 cm/dia e 8.4 cm/dia, para os três conjuntos. A zona oeste poderá conter realmente topografia, visto que tem uma aparência de linhas topográficas, no entanto, torna-se inconclusivo.

Península de Varna

Na península, o glaciar divide-se em duas correntes de franjas, tendo a Leslie Gap como foco inicial, semelhante ao que acontece no Glaciar Huron. O número de franjas ultrapassa o erro do MDT. São detectadas 2 franjas que divergem ligeiramente para nordeste, que indicam uma

taxa de 5.6 cm/dia, e 7 franjas que divergem para sul, e depois para leste, com uma taxa 19.6 cm/dia. No Saedinenie Snowfield, existem duas franjas irregulares, que mostram um deslocamento de gelo proveniente do Passagem de Leslie, que incide para sudoeste, com uma taxa de cerca de 5.6 cm/dia. Os resultados estão na figura 51.



Figura 50 - Mapa das zonas referentes ao Glaciar Kaliakra e Saedinenie Snowfield.

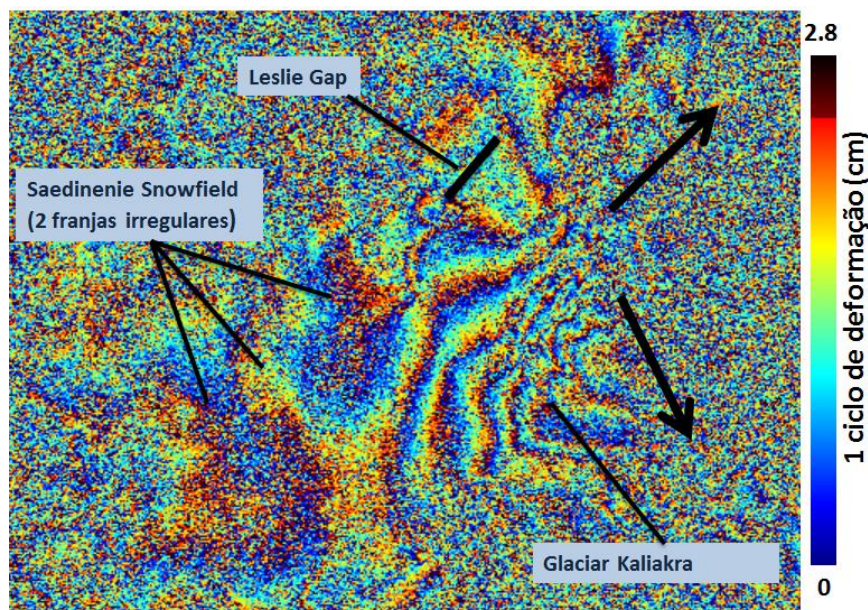


Figura 51 - Interferograma 19960131 (região do Glaciar Kaliakra e Saedinenie Snowfield).

Na zona sul do glaciar, a norte da Passagem de Curvey (figura 52), existe uma franja com uma tendência para sul. Se esta área tem uma topografia irregular, então a franja detectada representa a topografia no terreno. No entanto, a figura 47 demonstra que a tendência das curvas de nível tendem para oeste, o que permite concluir que esta franja não consiste em topografia. É ainda detectado uma franja a sul, que indica que o Glaciar Struma está-se a

mover na direcção sudoeste, para a Passagem de Omurtag, no entanto, esta conclusão é especulativa.

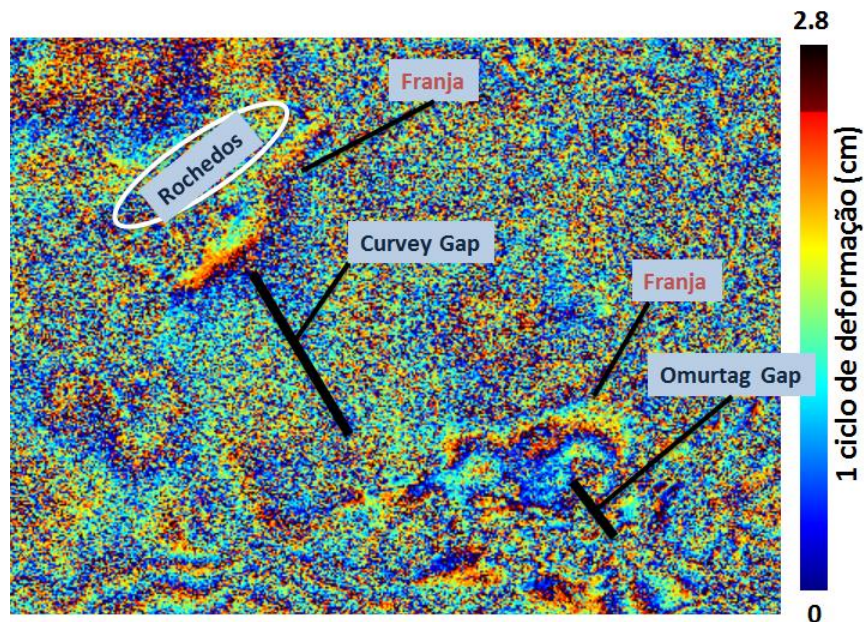


Figura 52 - Interferograma 19960131 (zona a sul do Glaciar Kaliakra).

A norte da península existem algumas franjas, contudo a descorrelação no interferograma não permite discernir a sua tendência. O que sobressai mais nesta zona será o Cabo Williams, que poderá conter deslocamento de gelo ou de terras ou então topografia, desde encosta do Nunatak Sayer até às zonas costeiras do cabo. Mas tudo indica que provavelmente será topografia, visto que acontece uma situação semelhante na Ilha Snow, nos interferogramas no trajecto 9, o cabo não existe no MDT de referência (figura 53 e 54).

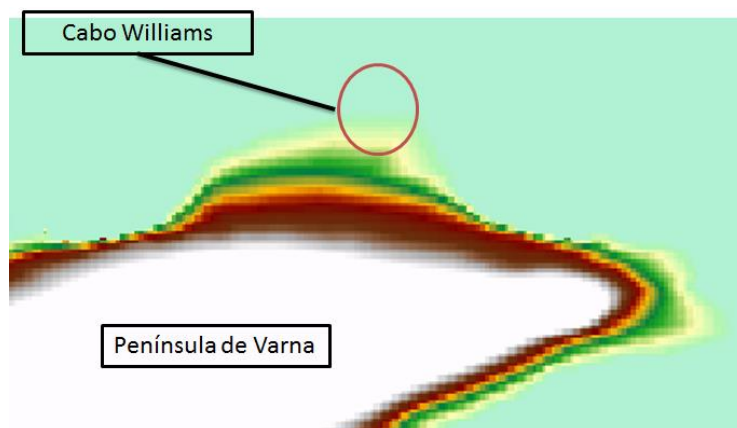


Figura 53 - Região do MDT de referência (zona do Cabo Williams).

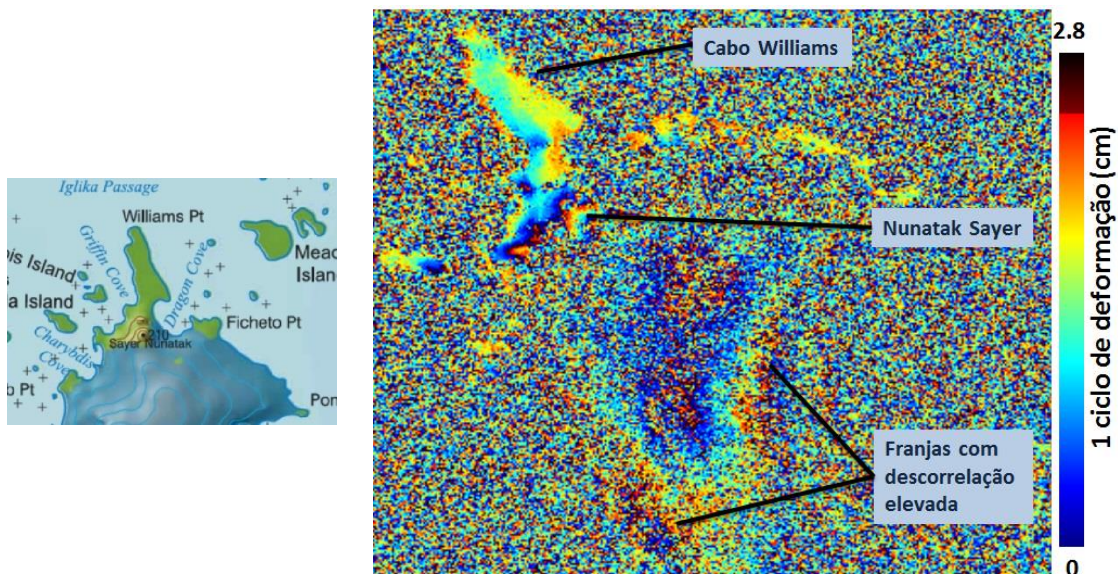


Figura 54 - Região do Cabo Williams. Interferograma 19960131 do lado direito.

Por fim, a sudoeste desta região, no Glaciar Perunika (figura 55), são perceptíveis 5 franjas, que ultrapassam o erro do MDT. Existe então, derretimento de gelo, em que o foco inicial do movimento localiza-se perto da base do Pico de Rezen. O deslizamento expande-se na direcção contrária ao satélite, ou seja, num leque de direcções que está entre oeste, norte e este, com uma taxa de movimento de 14 cm/dia, estendendo-se até à Worner Gap



Figura 55 - Mapa da região do Glaciar Perunika.

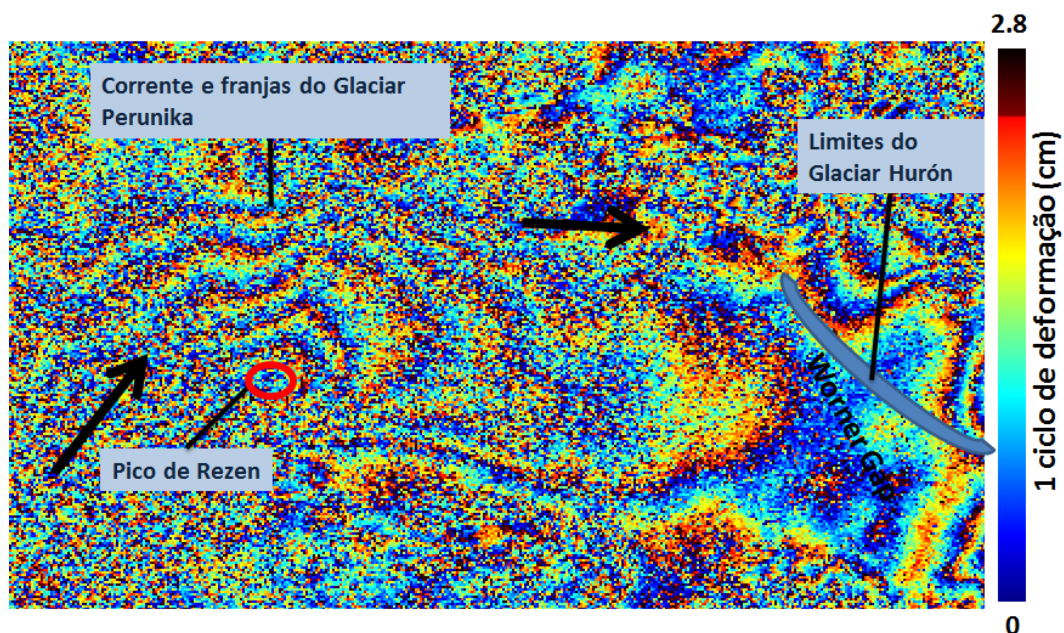


Figura 56 - Interferograma 19960131 (Glaciar Perunika).

Zona central da Ilha

Esta zona apresenta franjas com alguma descorrelação, contudo as zonas peninsulares destacam-se de imediato.

Aparentemente existem duas franjas, que têm início no Teres Ridge, com uma direcção noroeste, e termina no Glaciar Perunika, e outras duas, em que o Glaciar Tundzha, o Glaciar Pimpirev e o Glaciar Kamchiya fazem parte, com uma direcção sudeste, como está indicado na figura 58. O que significa que ambas têm uma taxa de 5.6 cm/dia.



Figura 57 - Mapa da região do Glaciar Tundzha e Pimpirev.

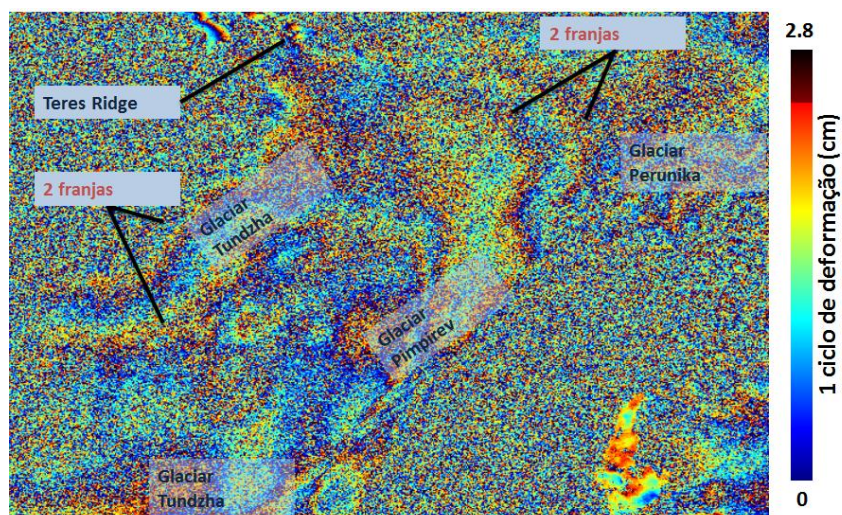


Figura 58 - Interferograma 19960131.

Na figura 60, para oeste do Glaciar Tundzha, é possível identificar dois picos distintos, e o movimento do gelo em redor destes picos, que se distribuem homogeneamente em todas as direcções, apesar do enorme ruído contido nas franjas.



Figura 59 - Região que envolve o Pico Snow.

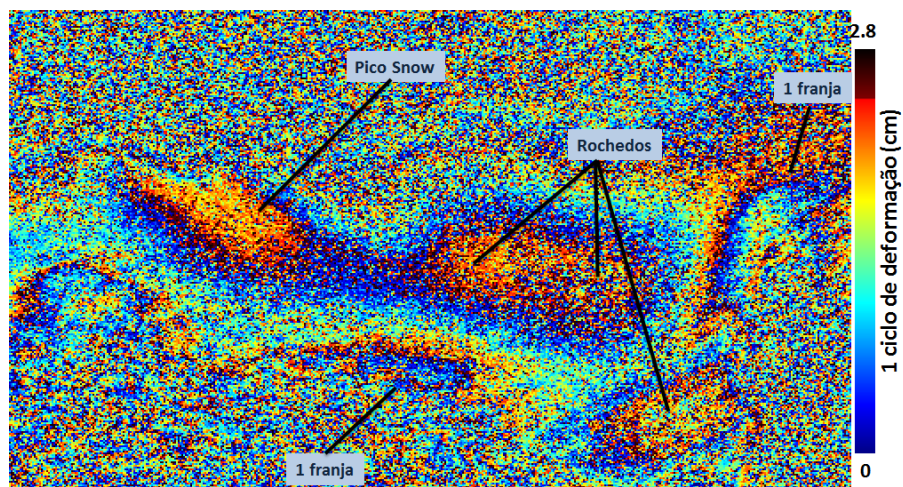


Figura 60 - Interferograma 19960131. Região do pico Snow que se estende até ao Glaciar Tundzha.

Nas zonas peninsulares (figura 62 e 63), foram detectadas algumas franjas. O padrão para estas zonas é de aproximadamente uma franja. Estas são zonas montanhosas irregulares, o que quer dizer que pode estar-se na presença de topografia. Para reforçar esta ideia, o MDT foi revisto, e mais uma vez detectou-se a situação que está apresentada no trajecto 9 para a Ilha Snow, o MDT de referência não considera estas regiões costeiras.

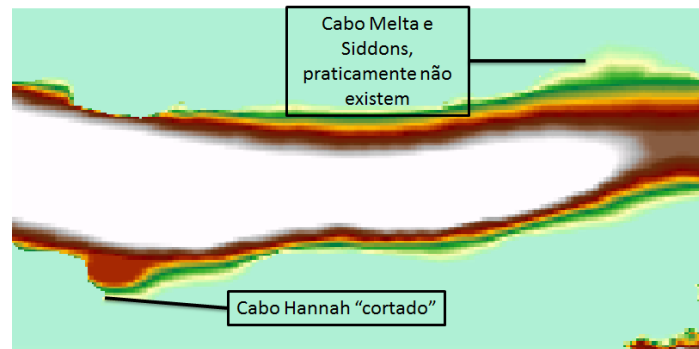


Figura 61 - MDT de referência. Zonas do Cabo Melta, Siddons e Hannah.

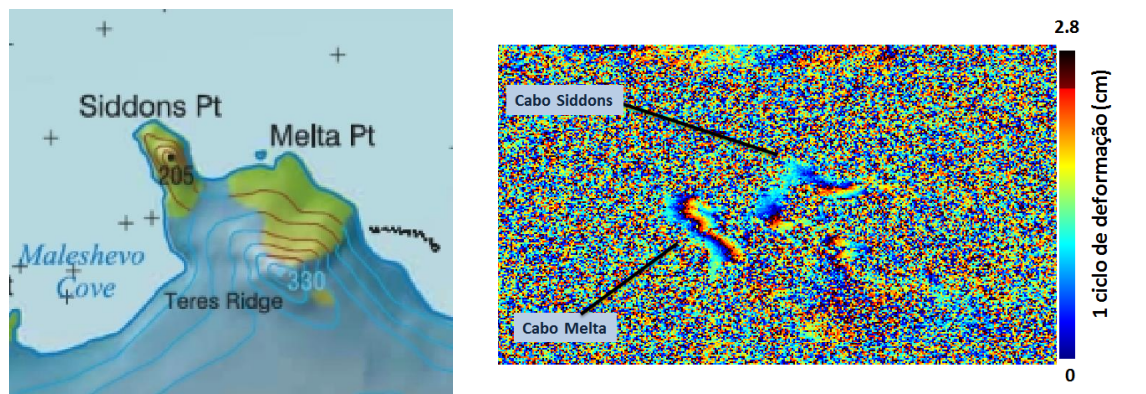


Figura 62 - Interferograma 19960131 (Cabo Siddons e Melta).

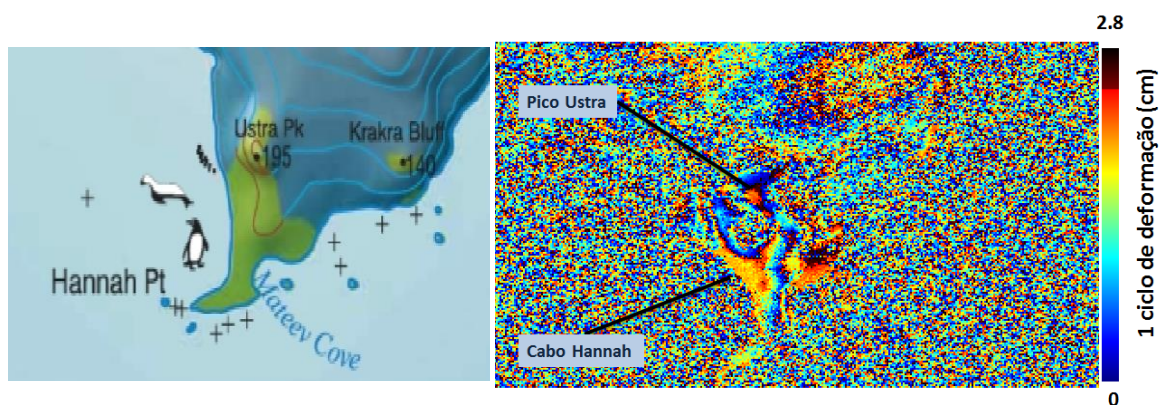


Figura 63 - Interferograma 19960131 (Cabo Hannah).

Península Ioannes Paulus II

Para o interferograma 19960131, esta região não difere muito do resto da Ilha, em que o interior da ilha é característico pela sua má correlação, e pela deformação nas zonas peninsulares que sobressaem no interferograma.



Figura 64 – Mapa da região da Península Ioannes Paulus II.

Ao longo do Oryahovo Heights e do Pico Kasanovas, foi detectada uma franja que rodeia a cordilheira inteira, o que sugere que o gelo da base das suas encostas está a derreter com uma taxa de 2.8 cm/dia, porém, a sul do Pico Kasanovas o deslocamento estende-se, junta-se ao Glaciar Verilla, com uma taxa 8.4 cm/dia. Nota-se, ainda que, a segunda franja prossegue até ao Domo Rotche. Apesar de não se perceber à primeira vista, a norte do glaciar Etar Snowfield existe uma longa franja, o que indica movimento do gelo no sentido da cordilheira, com uma velocidade de cerca de 2.8 cm/dia, e a sul um segundo movimento na direcção do Glaciar Verilla de cerca de 5.6 cm/dia. Estes resultados estão expostos na figura 65.

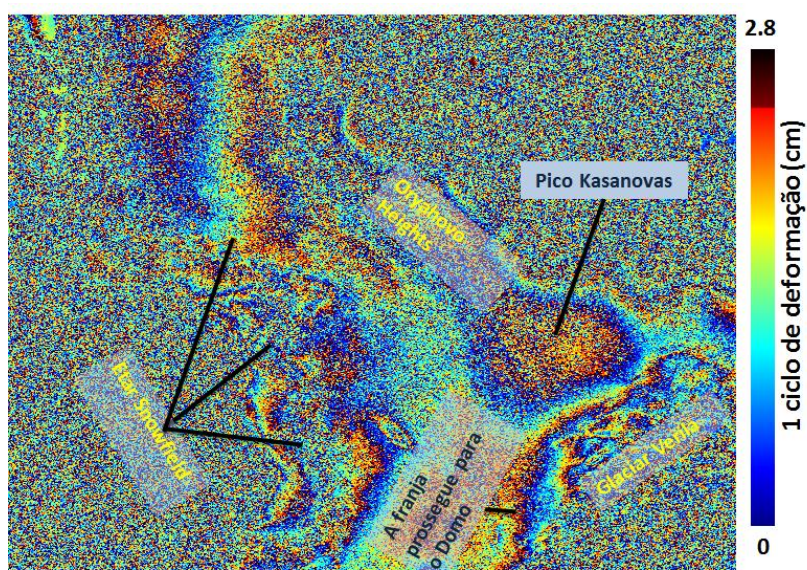


Figura 65 - Interferograma 19960131 (Península Ioannes Paulus II).

No Cabo Shirreff, e no Cabo Black, a maneira como as cores estão distribuídas, em que o amarelo e o vermelho estão representados como regiões montanhosas, indica que, supostamente, componente de deformação não foi eliminada.

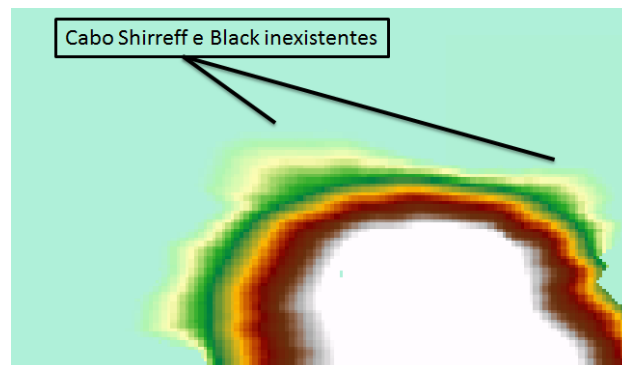


Figura 66 - MDT de referência (Cabo Shirreff e Black).

Mais uma vez, o MDT de referência não considerou estas regiões. No entanto, a Falésia Mercury, visto ser uma região costeira íngreme, tem um erro no MDT de 0.19 franja, e com uma franja esta região contém uma clara deformação, de uma taxa ~ 2.8 cm/dia.

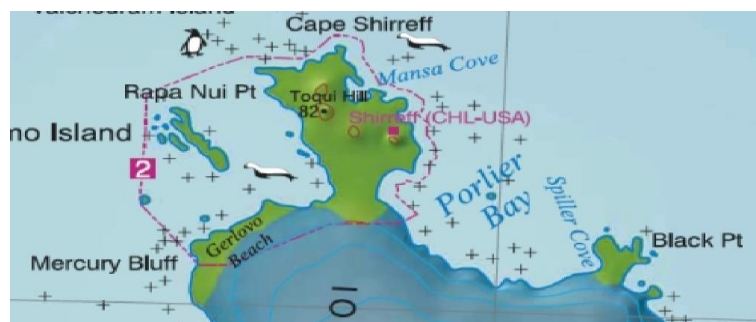


Figura 67 - Mapa da região do Norte da Península de Ioannes Paulus II

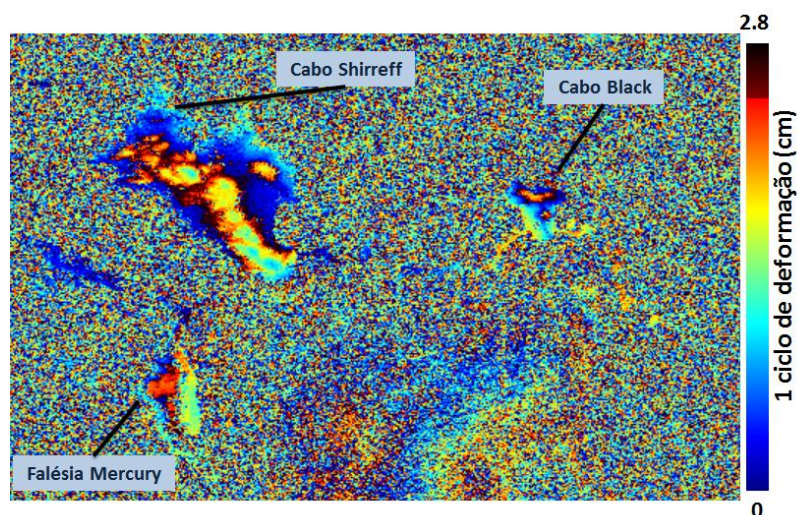


Figura 68 - Interferograma 19960131. Zonas peninsulares a norte da Península Ioannes Paulus II.

Domo Rotche

No Domo Roche, o número de franjas ultrapassa o erro no MDT (~ 0.09 franja), para zonas glaciares, o que indica deformação, no entanto as franjas tem uma aparência topográfica (figura 70). Se realmente existe deformação, o gelo está a deslocar pela cúpula, mas com uma tendência para sul, e com uma taxa de 8.4 cm/dia. No Cabo Elephant, existe uma meia franja, na direcção da costa, tal como na zona compreendida entre Cabo Rowe e o Cabo Bilyar, na Praia Ivanov. Não existe informação suficiente para concluir se realmente ocorre deformação.

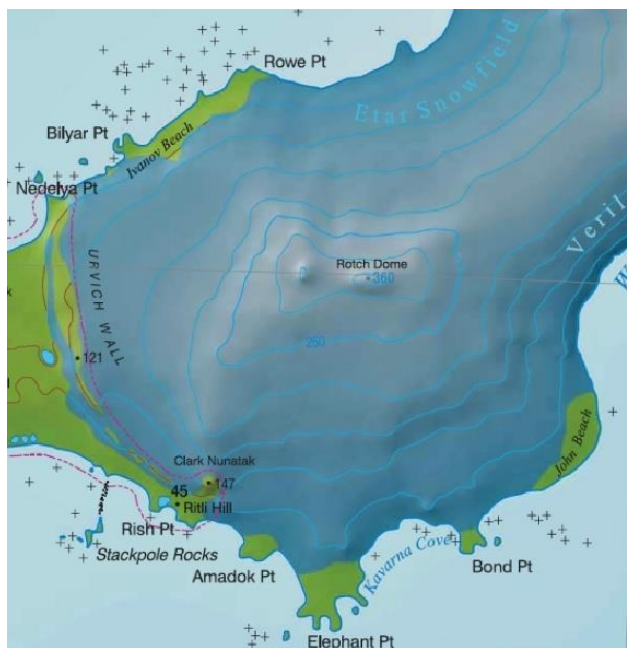


Figura 69 - Mapa da região do Domo Rotche.

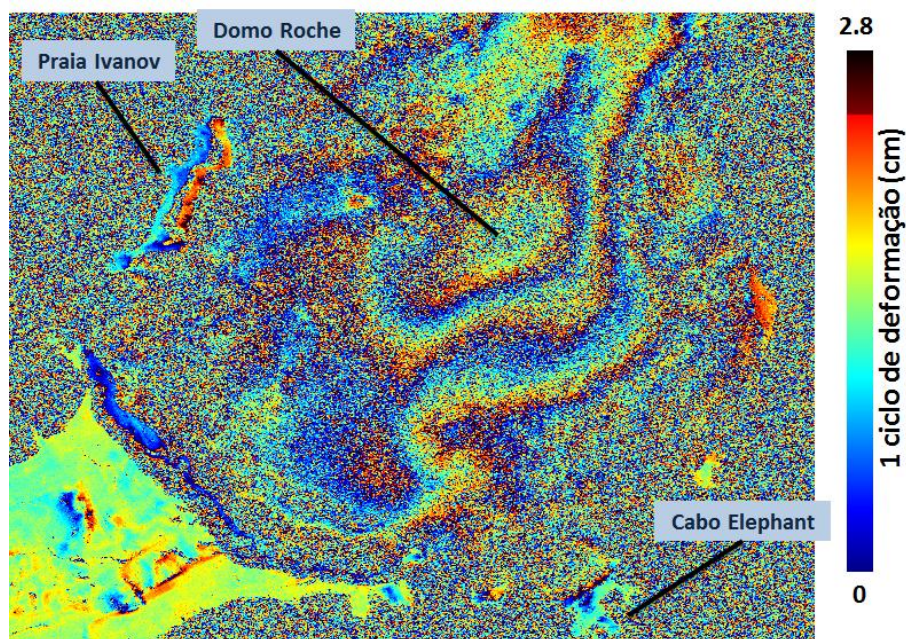


Figura 70 - Interferograma 19960131 para a região do Domo Rotche.

Península Byers e Ilha Rugged

Para o interferograma o 19960115 e 19960219, a península Byers, exibe um comportamento semelhante, apresentado no trajecto 9, que é uma deformação que não é interpretável. Ou seja, do mesmo modo que na secção 3.5.1 (trajecto 9), é impossível retirar uma elação definitiva. Se realmente, o resultado não consistir em deformação, pode vir reforçar a ideia de que nesta região a componente topográfica não foi eliminada, gerando uma zona interferométrica não-diferencial.

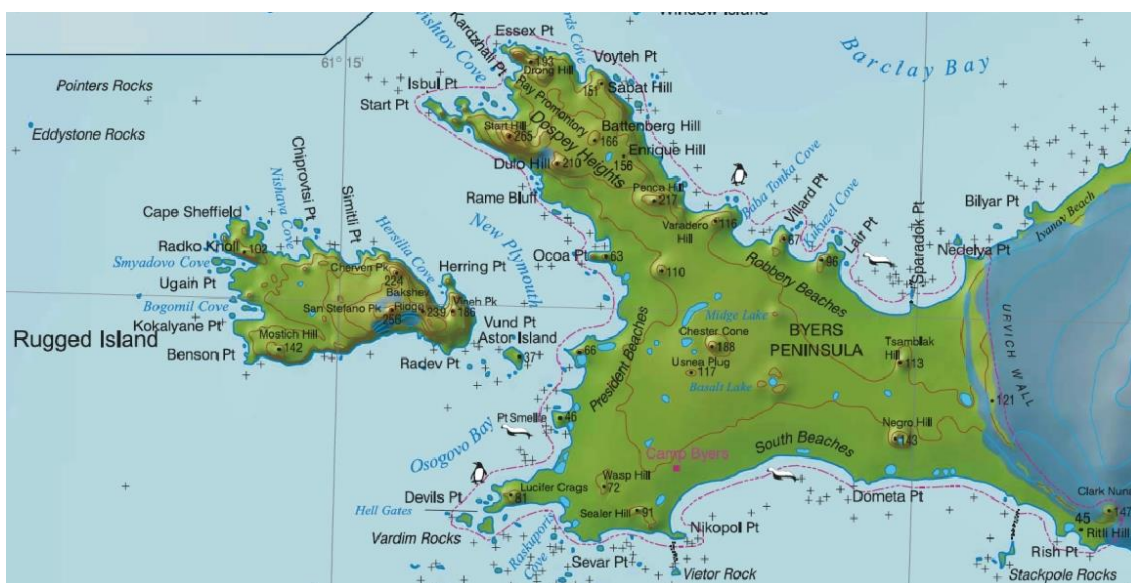


Figura 71 - Mapa da região da Península Byers e Ilha Rugged.

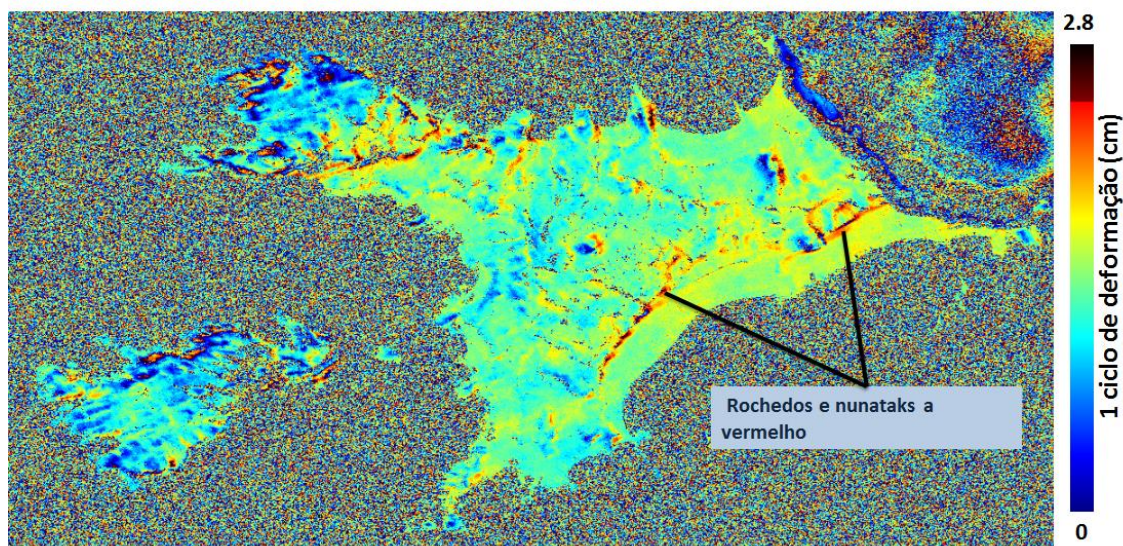


Figura 72 - Interferograma 19960131 para Península Byers e Ilha Rugged.

Ilha Snow

Na Ilha Snow, excluindo as zonas peninsulares existem três focos de movimento que contém dinâmica glaciária, a norte e a sul da ilha. A norte (figura 74), há uma distribuição uniforme das franjas, que aparentam uma componente topográfica. Se aplicar-se o mesmo critério que nas

outras secções, tem-se que as franjas detectadas são superiores ao erro no MDT, indicando deformação, aplicando-se do mesmo modo para o sul da ilha. O movimento do gelo que diverge em várias direcções, com uma taxa de velocidade de 5.6 cm/dia, todavia, o deslocamento continua, para sul, com uma taxa de 8.4 cm/dia.



Figura 73 - Mapa da Ilha Snow.

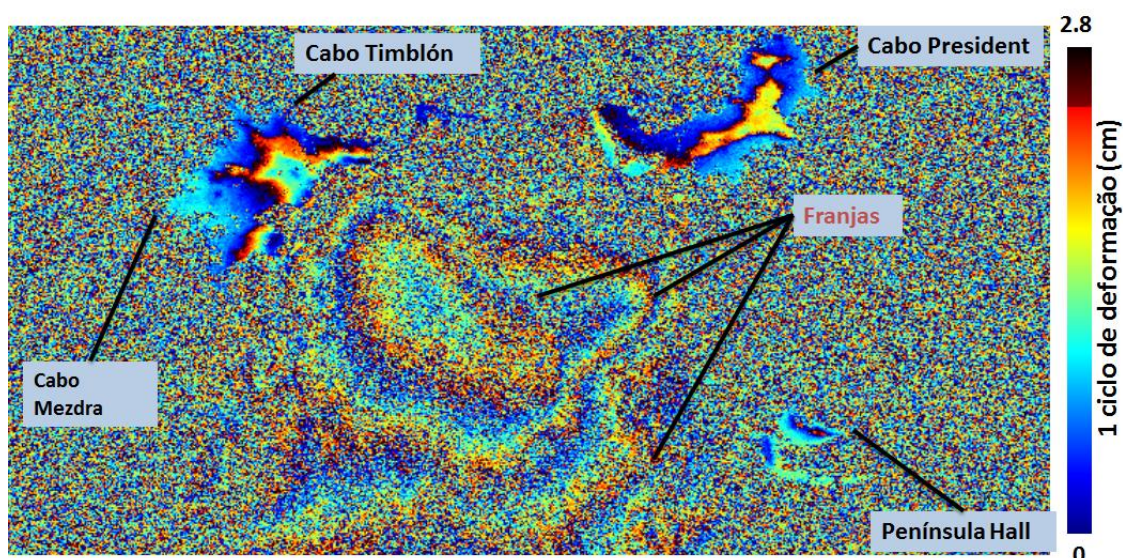


Figura 74 - Interferograma 19960131 (Zona norte da Ilha Snow)

A sul (figura 75) existem dois focos de deslocamento de gelo. Um dos focos produz uma distribuição com duas franjas (5.6 cm/dia) na direcção do Cabo Byewater, e um deslizamento na direcção contrária, com três franjas (8.4 cm/dia). O outro foco de deslocamento distribui-se especialmente em todas as direcções com 2.8 cm/dia. Segundo o que parece, todos estes movimentos da massa de gelo, distribuem-se em direcção à costa, no entanto, a desc correlação no interferograma não permite distinguir correctamente as franjas.

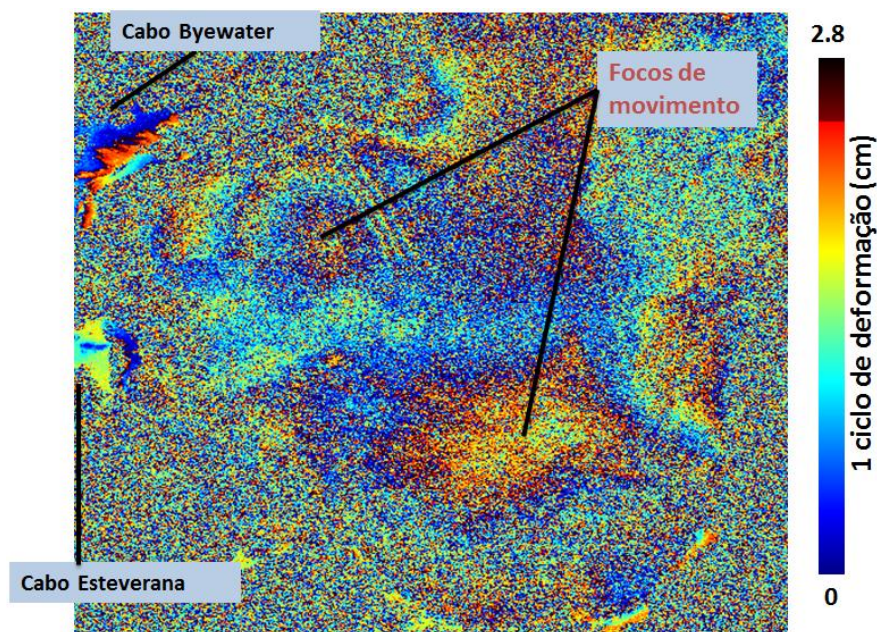


Figura 75 - Interferograma 19960131 (Zona norte da Ilha Snow)

As zonas peninsulares apresentam um fenómeno muito semelhante aos interferogramas analisados, para a Ilha Snow, na secção 3.5.1, trajecto 9. Apresentam topografia, pela mesma razão, estas regiões não existem no MDT de referência.

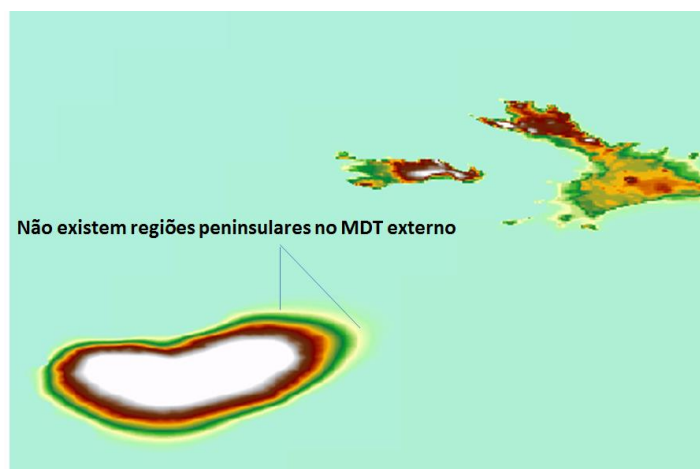


Figura 76 - MDT de referência. Não existem regiões peninsulares na Ilha Snow.

Ilha Deception

Os resultados em relação a esta ilha são muito semelhante à península Byers, onde a deformação é complexa e difícil interpretação ou se não existe realmente deformação, os resultados aparentemente consistem na topografia do terreno. É, ainda, possível detectar algo parecido com uma franja irregular, na costa oeste da ilha, na direcção do Ridge Stonethrow e do Telefon Ridge. Para zonas montanhosas, o que é característico nesta região, o erro do MDT (~ 1.19 franja) é superior à franja detectada, o que indica topografia.

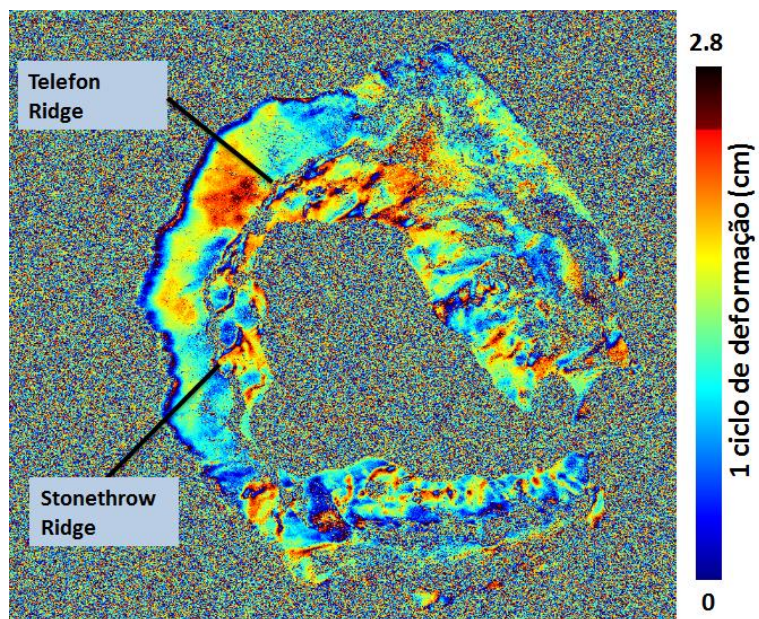


Figura 77 -- Interferograma 19960131 para a Ilha Deception.

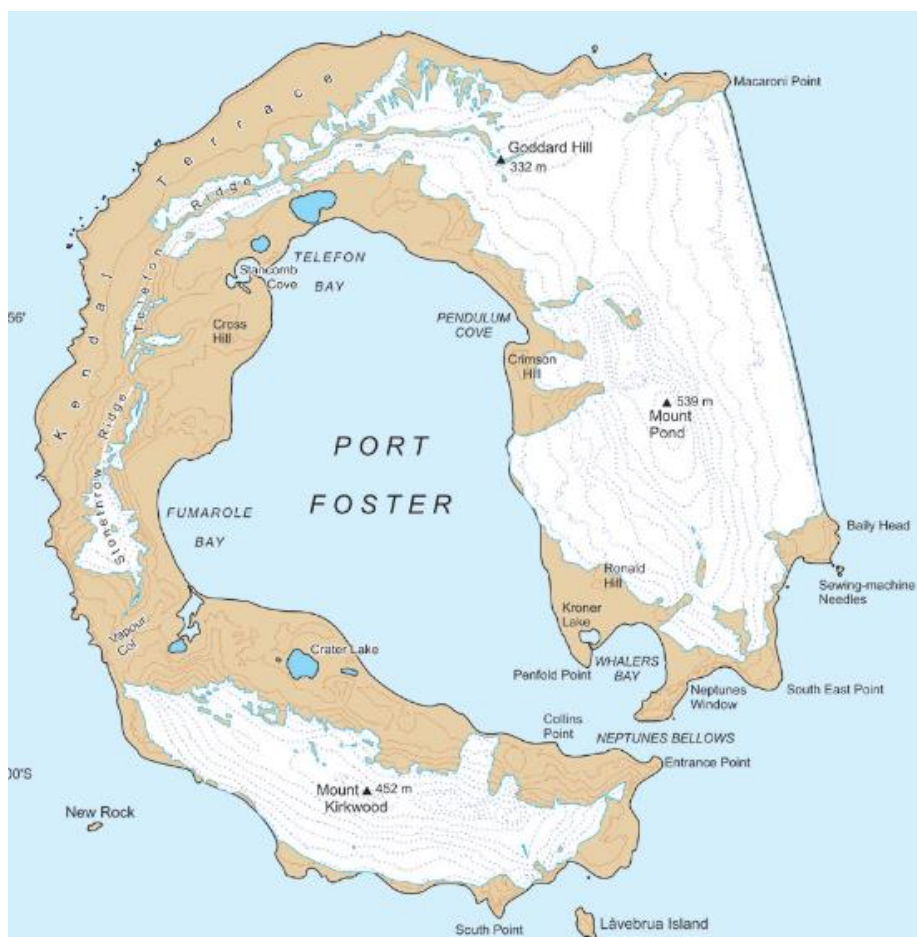


Figura 78 - Mapa da região da Ilha Deception.

3.5.3 Trajecto 390

Dos três trajectos, o trajecto 390 é o que contém resultados com melhor qualidade. Dos quatro interferogramas processados, três serão sujeitos a análise, que são o 19960212, 19960317 e 19970127. O interferograma 19970313 contém demasiado ruído, portanto, não será analisado. Os interferogramas 19960212 e 19970127, possuem informação com alguma deformação, na Península de Hurd, apesar de ambos conterem descorrelação considerável, e o 19960212 conter melhores resultados que o 19970127. De todos os interferogramas processados, o que possui melhor qualidade é o 19960317, com um enorme número de franjas, que se distribuem por toda a Ilha de Livingston, Ilha Snow e Ilha Deception. O trajecto 390 tem um trajecto ascendente.

As ambiguidades de altitude para os interferogramas 19960212, 19960317 e 19970127 são -141, -107.3, e -46.1, respectivamente. Mais uma vez, se as franjas tiverem uma tendência topográfica, é feita uma análise aos erros do MDT, para se compreender a extensão da componente topográfica no interferograma diferencial. Calcula-se então os erros de fase, representados em radianos e em nº de franjas, do MDT de referência. Estes erros estão expostos na tabela 12.

Tabela 12 - Tabela com o erro de fase e a nº de franjas com componente topográfica num ciclo de deformação (franja), para o interferograma 19960131

Interferograma		19960212		19960317		19970127	
MDT e zonas		Erro da fase (radianos)	Erro medido em nº de franjas	Erro da fase (radianos)	Erro medido em nº de franjas	Erro da fase (radianos)	Erro medido em nº de franjas
MDT (Radarsat Antarctic Mapping Project)	Áreas montanhosas irregulares;	4.46	0.71	5.86	0.93	13.63	2.17
	Regiões costeiras com declives íngremes;	0.67	0.11	0.88	0.14	2.04	0.33
	Plataformas planas de gelo;	0.04	0.01	0.06	0.01	0.14	0.02
	Camadas de gelo interior com declive suave;	0.33	0.05	0.44	0.07	1.02	0.16
	Camadas de gelo com declive relativamente irregular e íngreme;	0.78	0.12	1.02	0.16	2.39	0.38
MDT (carta 1:25000)		0.11	0.02	0.15	0.02	0.34	0.05
MDT (carta 1:5000)		0.06	0.01	0.07	0.01	0.17	0.03

Os erros para os interferogramas 19960212 e 19960317, são inferiores a uma franja, o que significa que, se o número de franjas for inferior a um, então a componente topográfica não foi eliminada. Para o interferograma 19970127, em áreas montanhosas irregulares o erro é superior a duas franjas, enquanto os restantes é inferior a uma franja.

Há que lembrar que a base temporal do interferograma 19960212 é de 35 dias, 19960317 é de 1 dia e o 19970127 de 315.

Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge

Os dois interferogramas mencionados para análise, nesta região são o 19960212 e 19960317.

Nas imagens 19960212, 19960317, a norte da Falésia Miers, detectou-se deslocamento pouco intenso. Na Falésia de Salisbury, observa-se, para ambas as imagens, movimento do gelo, no sentido oeste, provavelmente com uma taxa de cerca de 2.8 cm por 35 dias e 2.8 cm/dia, respectivamente, ou seja a taxa de velocidade praticamente manteve-se ao longo de 35 dias.

A norte, na Falésia de Henry e em redor Monte Reina Sofia, ambos os interferogramas apresentam resultados diferentes, em que o interferograma 19960212 contém uma taxa de velocidade lenta e mais ruído nesta zona, mas uma maior velocidade que na imagem 19960317. A tendência da sua deformação não é distinguível, no entanto, as taxas não chegam, provavelmente, a um ciclo de deformação. Os resultados estão expostos na figura 80 e 81.



Figura 79 - Mapa da região da Península de Hurd.

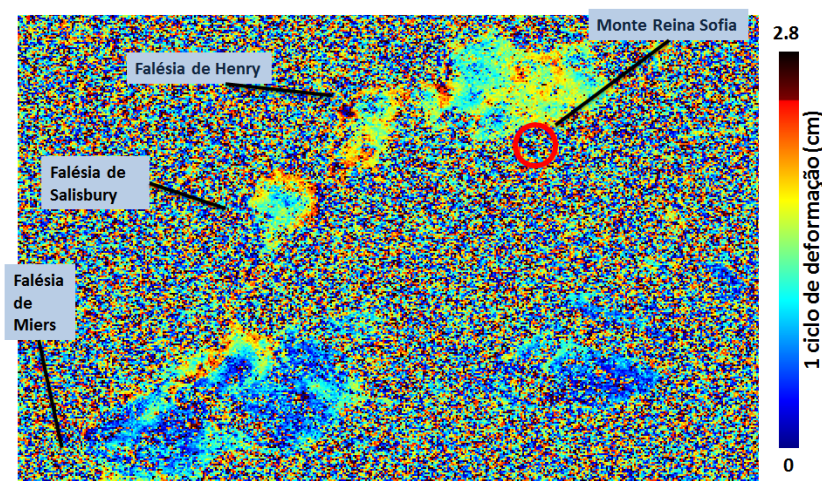


Figura 80 – Interferograma 19960212 referente à Península de Hurd.

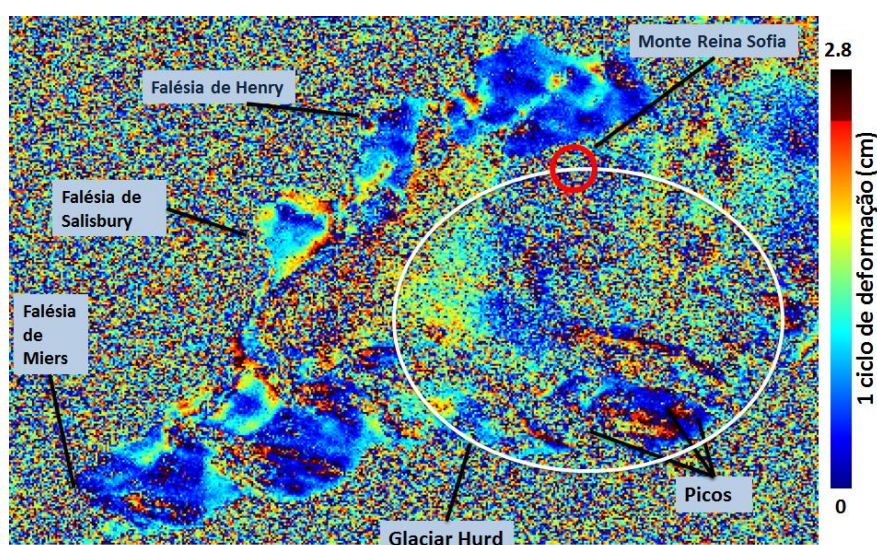


Figura 81 - Interferograma 19960317 referente à Península de Hurd.

O Glaciar Hurd (figura 81), mais uma vez apresenta uma enorme desconexão, o que se torna de difícil interpretação, todavia, o interferograma 19960317 aparenta conter deslocamento do gelo em redor do Pico Moore, Pico Svelten e Pico Piramide.

A zona entre a Praia Búlgara e o cume de Atlantic Club Ridge (figura 83), a sul da baía de Emona Anchorage, e a norte da península Hurd, onde se situa a base búlgara St. Kliment Ohridski parece existir alguma deformação em ambos os interferogramas, mas, mais uma vez a imagem 19960212 apresenta muito ruído. Na imagem 19960317, o foco inicial de deslocamento do gelo inicia-se do cume do Atlantic Club Ridge, e para noroeste até à Praia Búlgara, onde a taxa de deformação é inferior a um ciclo de fase. Há ainda que salientar o Blakan Snowfield poderá conter alguma deformação, mas o ruído torna a leitura difícil.



Figura 82 - Mapa da região da Praia Búlgara.

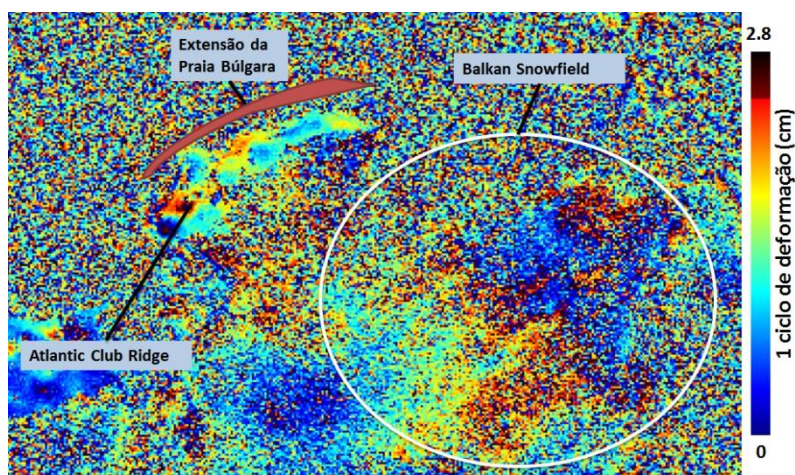


Figura 83 - Interferograma 19960317 (Praia Búlgara).

No interferograma 19960317, no Glaciar Huntress (figura 85) é possível detectar com clareza, um enorme padrão de franjas, que poderão consistir em topografia. Considerando o erro máximo do MDT para zonas glaciares (erro ≈ 0.16 franja), o número de franjas ultrapassa o erro, o que poderá consistir em deformação.

Se se assumir deformação, o glaciar move-se, inicialmente, a partir do lado leste do Pico Napier, na direcção sudoeste, com uma taxa de 5.6 cm/dia (figura 85). Em seguida, o padrão de franjas separa-se em dois grupos, uma seguindo para nordeste na direcção dos picos Academia, St. Boris e Monte Friesland, com taxa de 2.8 cm/dia. O outro grupo muda de direcção no sentido sudoeste, em que ocorre um aceleração do movimento glaciar, até desaguar na Baía False, com uma taxa de 14 cm/dia.



Figura 84 - Mapa da região do Glaciar Huntress.

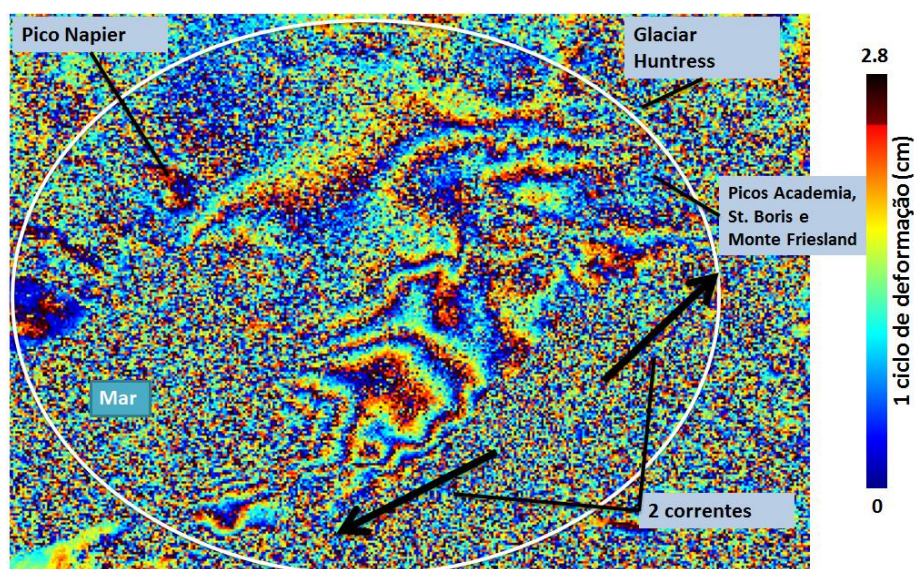


Figura 85 - Interferograma 19960317 (Glaciar Huntress)

Montanhas de Tangra



Figura 86 - Mapa da região da Península de Rozhen.

Na península Rhozen, a Praia de Zagore (figura 87), situada a este do glaciar Peshtera, os interferogramas 19960212, 19960317, 19970127, apresentam o fenómeno semelhante entre eles, em que existe um possível movimento do terreno (uma franja), com uma direcção sul. A franja detectada na imagem 19970127 aparenta estar situada mais a norte, logo mostra uma diferença em relação às outras duas imagens. Assumindo o erro máximo do MDT, ou seja, o erro para áreas montanhosas irregulares, para os interferogramas 19960212 (erro ≈ 0.71 franja), e 19960317 (erro ≈ 0.93 franja), as franjas representadas indicam deformação, no entanto, para o interferograma 1997127 (erro ≈ 2.17 franja), poderá corresponder a topografia.

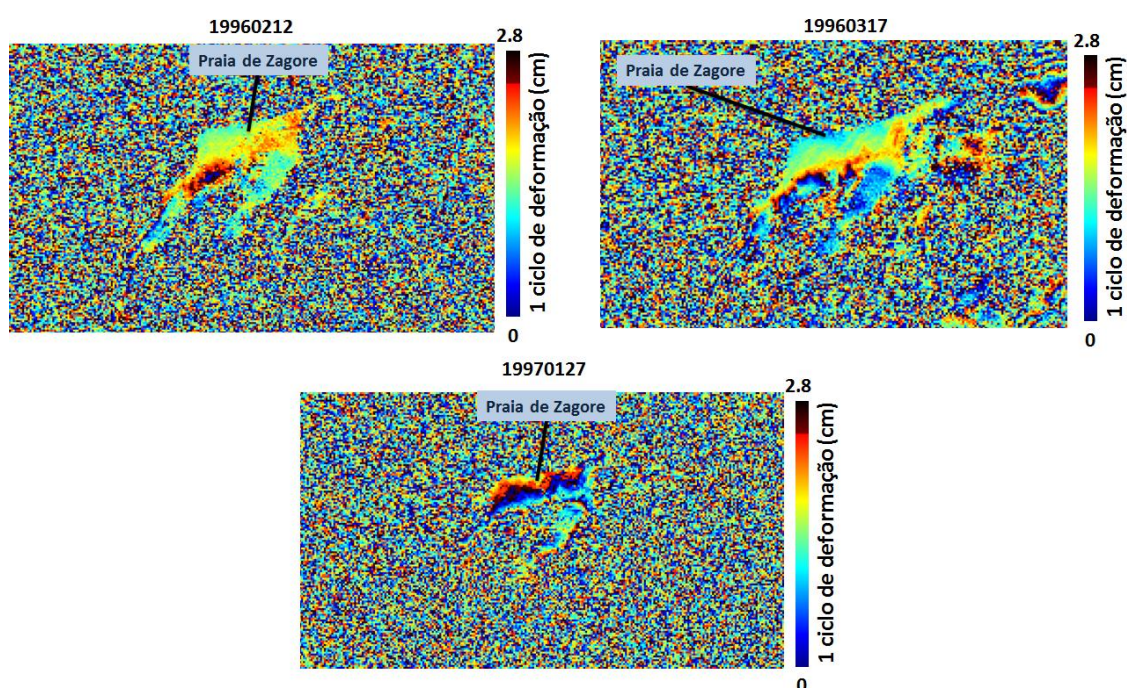
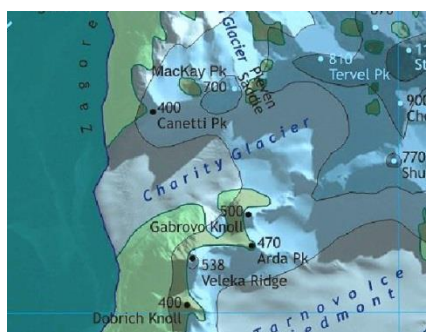


Figura 87 – Interferogramas 19960212, 19960317 e 19970127 (Praia de Zagore).

A sul da Praia de Zagore (figura 88), o interferograma 19960317 apresenta franjas que ultrapassam o erro do MDT, o que indica deformação. Foi detectado um claro movimento do Glaciar Charity, no sentido sudoeste, na direcção da costa, com cerca de 2.8 cm/dia. De notar que na encosta sul do glaciar, no Veleka Ridge, ocorreu um deslocamento do gelo glaciar, com uma taxa aproximada entre 5.6 e 8.4 cm/dia. Poderá acontecer o mesmo no interferograma 19960212, apesar de não apresentar mais que uma franja, devido à elevada descordenação no interferograma.



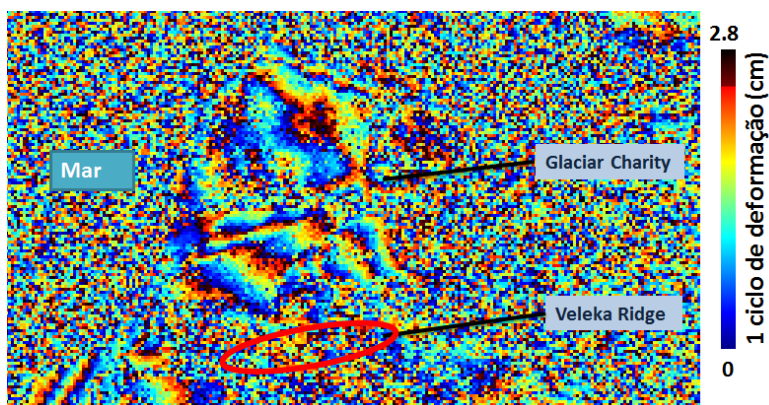


Figura 88 - Mapa da região da Praia de Zagore (cima). Interferograma 19960317 (baixo).

A sul do Glaciar Charity (figura 89), perto do Cabo de Barnard, os interferogramas 19960212 e 19960317, tornam perceptível um deslocamento do gelo no sentido contrário à costa, com uma taxa aproximada de 2.8 cm por 35 dias e 5.6 cm/dia, respectivamente, o que consiste num aceleração neste intervalo de tempo. No Cabo de Bovet parece existir alguma actividade geológica, mas não é discernível nos dois interferogramas. A imagem 19960317, também, mostra que o glaciar Tarnovo Ice Piedmont está com um deslocamento lento na direcção sudoeste, em que sua taxa de deformação é de 2.8 cm/dia.

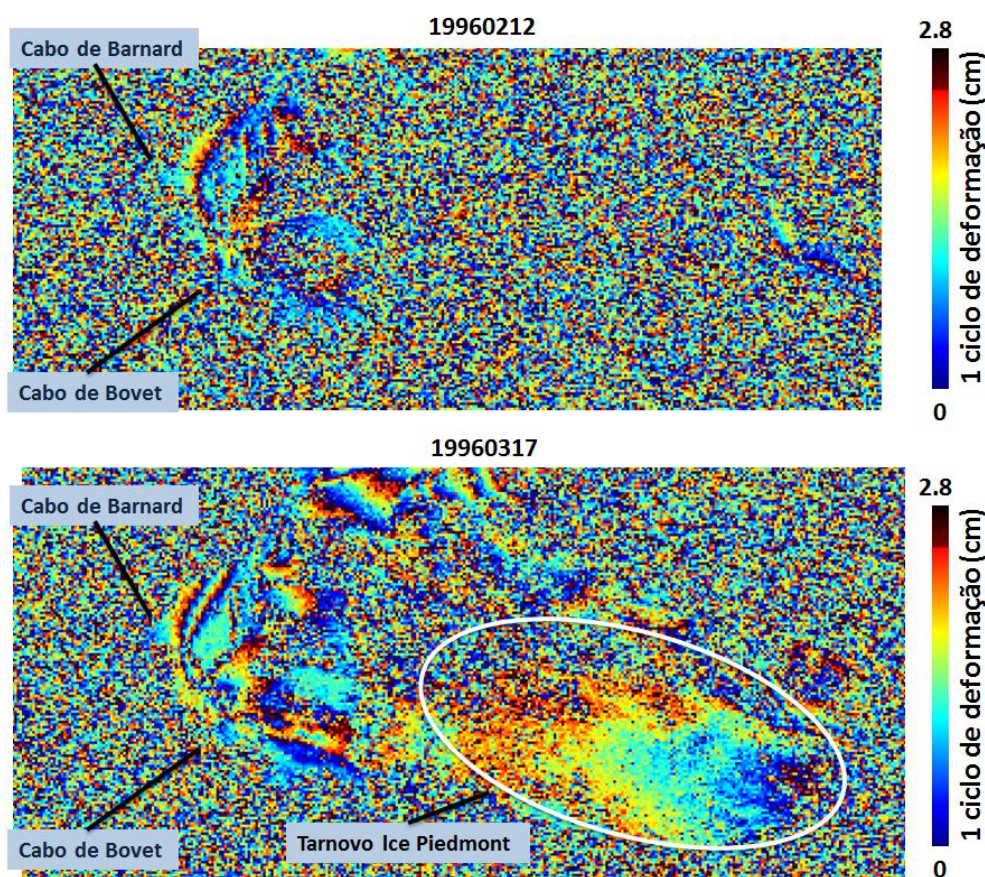


Figura 89 - Interferograma 19960212 (cima). Interferograma 19960317 (baixo).

Mais a norte, no Glaciar Prespa (figura 91), nota-se no interferograma 19960317 que existe um deslocamento na direcção nordeste, com mais de 1 ciclo de deformação. Há ainda a salientar,

que a zona, que envolve o Cabo de Samuel, poderá consistir em topografia. A zona está exposta no interferograma a cor azul, o que significa que, se realmente existe deformação, esta é inferior a uma franja. Analisando o erro do MDT, esta região poderá ser uma área com topografia irregular, o que consiste num erro aproximado 0.93 franja. Portanto, o erro do MDT é superior ao número de franjas detectadas, o que indica topografia do terreno.



Figura 90 - Mapa da região do Glaciar Prespa.

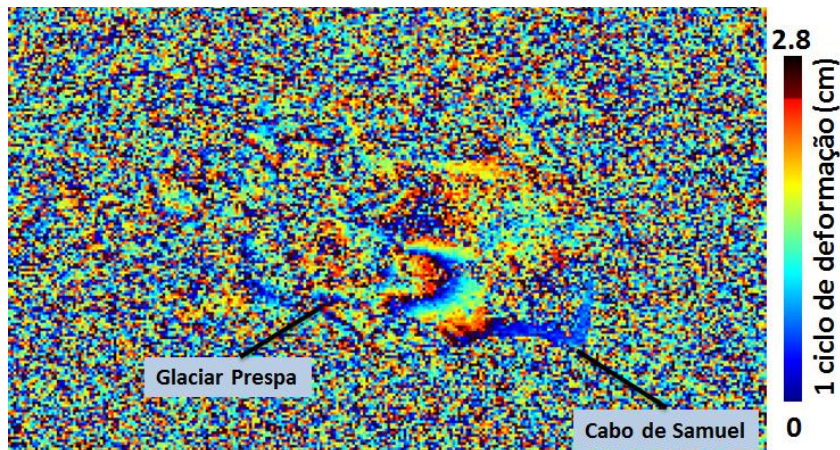


Figura 91 - Interferograma 19960317 (Glaciar Prespa).

Segundo o interferograma 19960317, o Glaciar Boyana (figura 92) regista movimento do gelo na direcção norte, desde a costa do glaciar até às encostas dos picos mais elevados que se situam a norte. A norte desses picos, há ainda movimento do glaciar Macy, junto à Passagem de Kotel, que passa ao lado do rochedo de Silistra Knoll. Este movimento segue para norte, na direcção do Glaciar de Macy. Ambos os deslocamentos têm uma taxa de deformação de um ciclo.

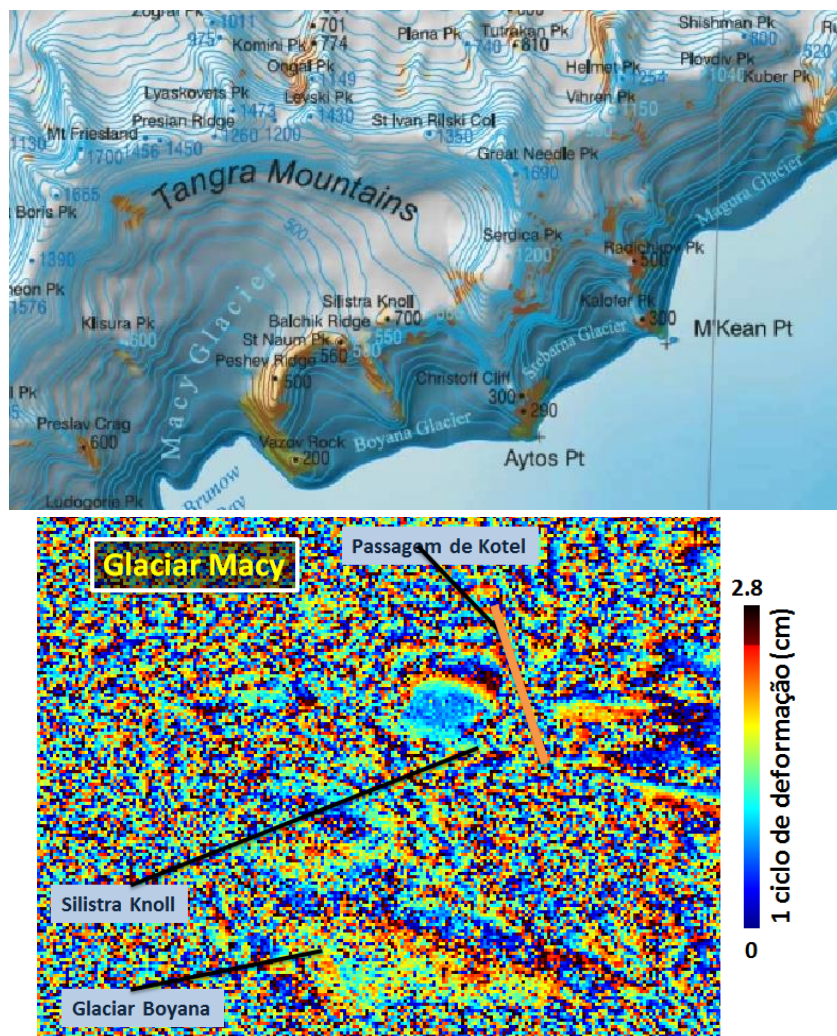
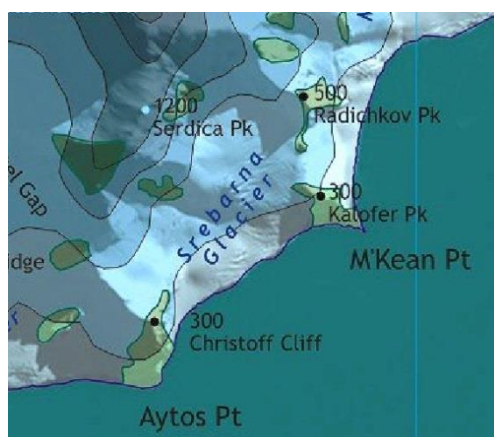


Figura 92 - Mapa da região da do Glaciar Macy (cima). Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Boyana (baixo).

Na imagem 19960317, o Glaciar Srebrna (figura 93), tem uma corrente glacial, na direcção da costa, que provém do Pico de Serdika e das montanhas adjacentes, com uma taxa de 2.8 cm/dia. Ocorre ainda um deslocamento do gelo, relativamente lento, do glaciar na direcção oeste, proveniente do Precipício de Christoff. Apesar de conter esta deformação, o interferograma não esclarece mais actividade glacial, devido à existência de demasiado ruído naquela região.



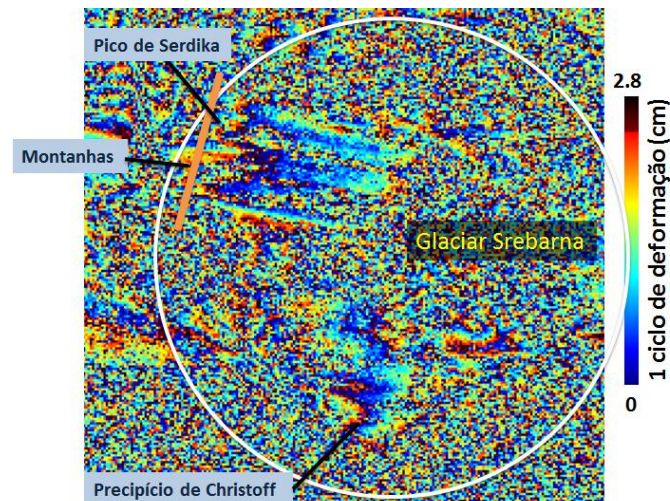


Figura 93 - Mapa da região da do Glaciar Srebarna (cima). Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Srebarna (baixo).

No interferograma 19960317, parece haver alguma actividade glacial junto ao pico Radichkov, existente entre o glaciar Srebrana e Magura (na figura 94). Existe provavelmente um movimento do gelo, no sentido sudeste, na direcção da costa, apesar de pouco intenso, todavia, não é completamente discernível. Há ainda, numero elevado franjas circulares, com algum ruído, na zona oeste do Glaciar Magura. Poderá consistir em topografia, mas o erro do MDT nesta região não é influenciável, o que indica movimento do glaciar, na direcção da costa, de cerca 14 cm/dia. O movimento é bastante elevado ao início e abranda à medida que se aproxima da costa.

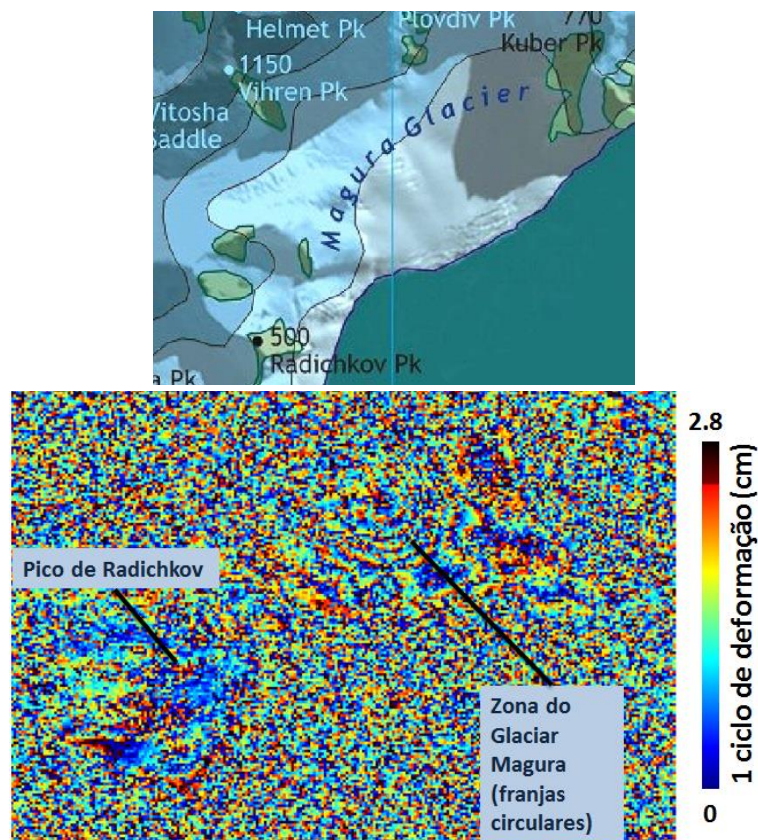


Figura 94 - Mapa da região da do Glaciar Magura (cima). Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Magura (baixo).

Na figura 96, para o interferograma 19960317, é perceptível, um conjunto de franjas, que ultrapassam o erro do MDT (~ 0.93 franja) para regiões montanhosas, que se encontram alinhadas paralelamente uma à outra. Situam-se a sudoeste do Glaciar de Iskar, junto ao Vale Devnya, que indicam uma taxa de 8.4 cm/dia. Sucede-se um deslocamento de gelo, numa cordilheira de montanhas, a leste do Glaciar de Iskar, que se estende desde o Pico de Asen até ao Pico de Peter, com um ciclo de deformação.

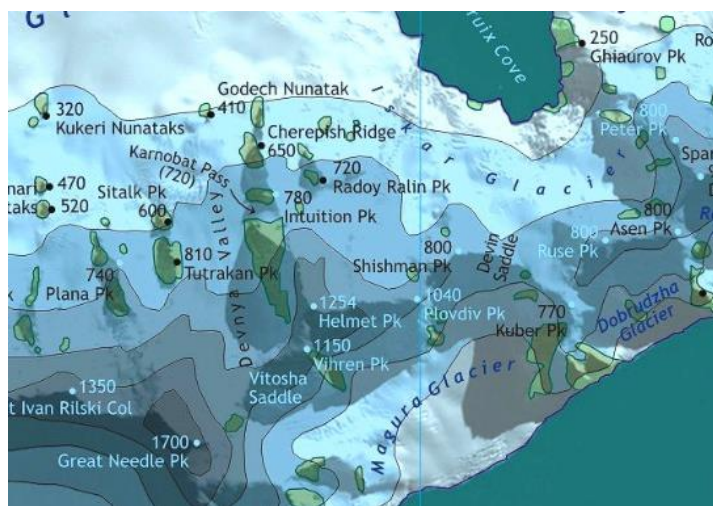


Figura 95 – Mapa da região do Glaciar Iskar.

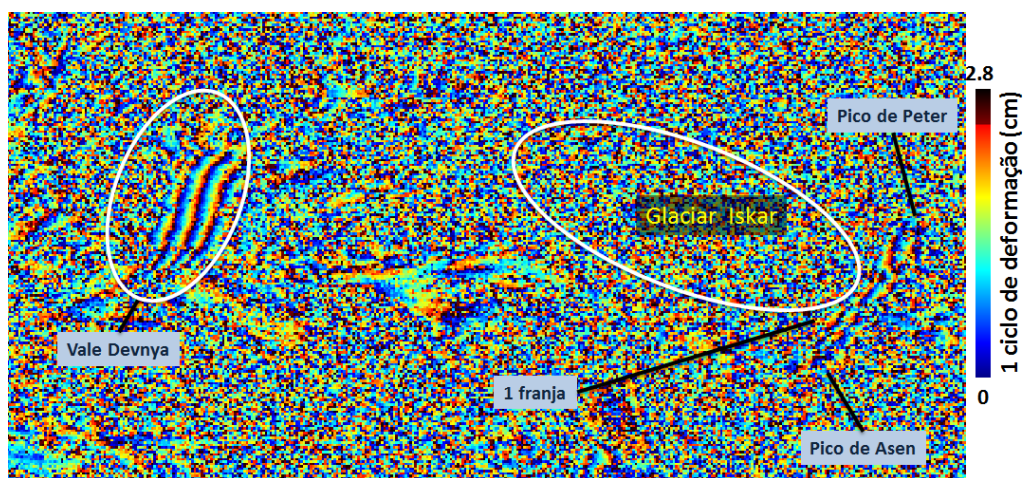
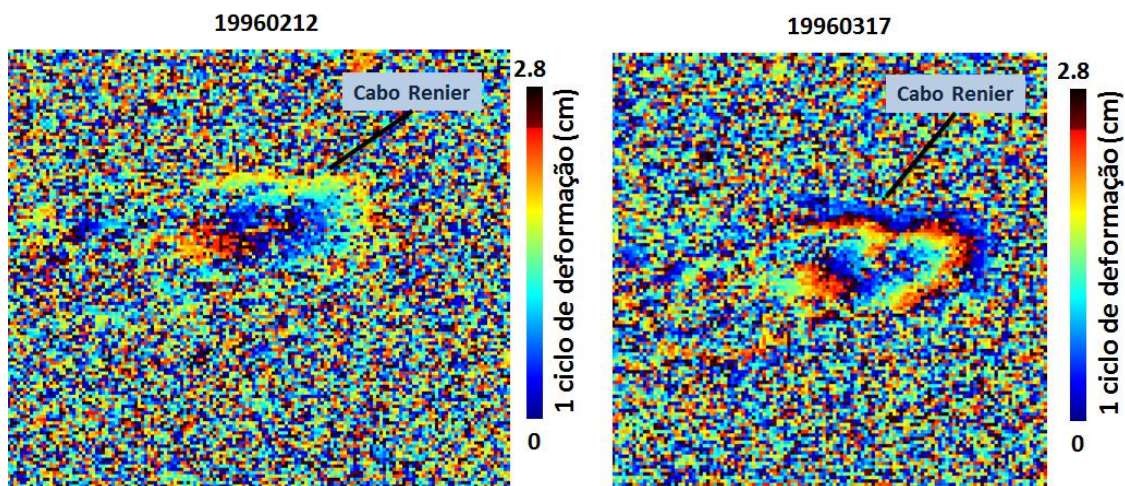


Figura 96 - Interferograma 19960317 referente à zona do Glaciar Magura.

O Cabo Renier (figura 97) apresenta deslocamento do terreno ou de gelo, na direcção da costa, que se distribui ao longo do cabo. Esta situação acontece nos interferograma 19960212 e 19960317, com taxas a rondar os 2.8 cm durante 35 dias e 5.6 cm/dia, respectivamente, o que indica um aceleração da sua velocidade nesta região. Possivelmente está-se na presença de uma rochedo glacial.



Figura 97 – Mapa da região do Cabo Renier. Interferograma 19960212 e 19960317 da mesma região.



Na imagem 19960317, no Glaciar Huron, existe um enorme padrão de franjas, o erro no MDT para este interferograma e para regiões glaciares (~ 0.16 franja) indica deformação. Portanto assumir-se-á deformação na região. Na zona litoral (figura 98), poderá existir numa corrente glacial, o glaciar movimenta-se homogeneamente em quase todas direcções, com uma taxa de 8.4 cm/dia. Contudo, o padrão de franjas estende-se para sudoeste, que representa uma velocidade de 20.6 cm/dia.

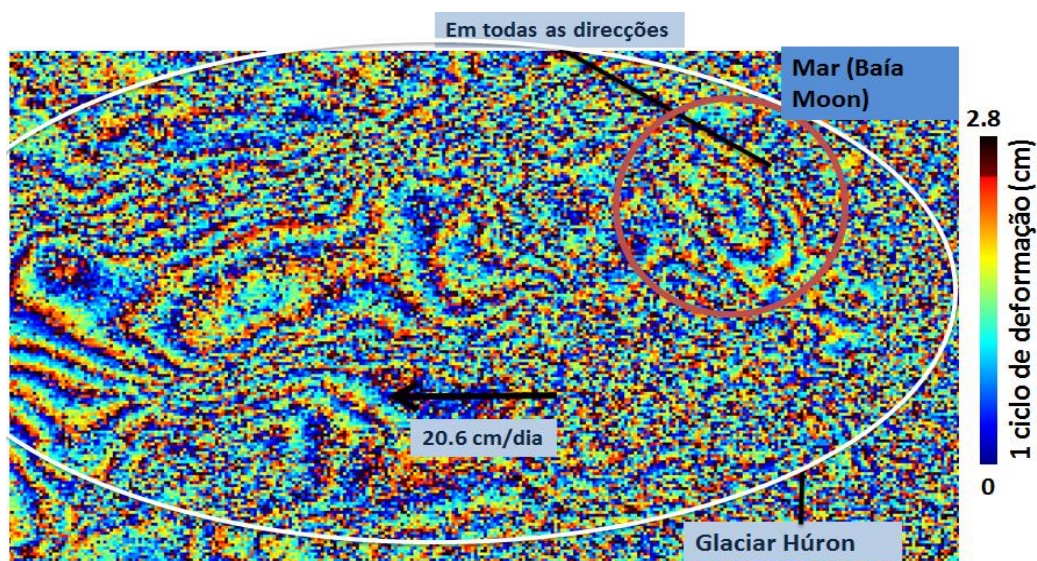


Figura 98 – Interferograma 19960317. Zonas leste do Glaciar Huron

Na zona ocidental do glaciár (figura 100), torna-se claro que a superfície de deformação é mais complexa. Para oeste, as franjas dissipam-se perto do Kuzman Knoll, mas para norte, parece haver uma diminuição da taxa de 20.6 cm/dia para uma velocidade de 11.2 cm/dia, na direcção norte. São ainda detectadas franjas vindas do lado oposto, que representam uma taxa de 5.6 cm/dia.

A sul, tem-se dois padrões, separadas pelo Vale de Shipka, um na direcção das Montanhas de Tangra, e a outra que dirige-se para oeste, em que ambas contêm uma taxa que varia entre 5.6 cm/dia e 8.4 cm/dia.



Figura 99 - Mapa da região do Glaciár Huron.

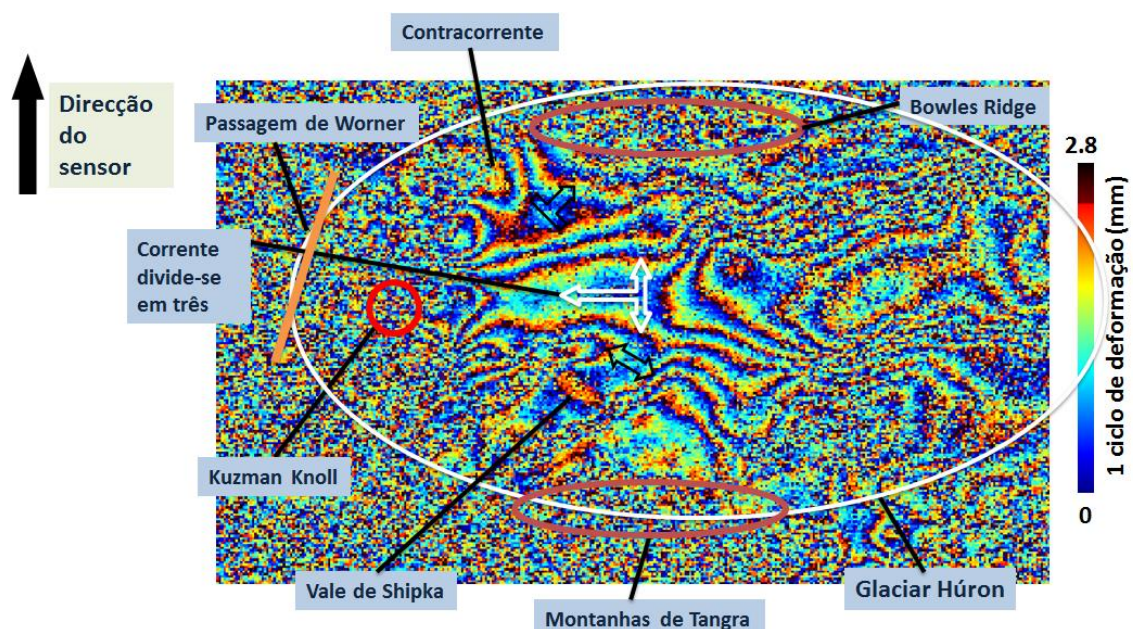


Figura 100 - Interferograma 19960317. Zona oeste do Glaciár Huron

Península Varna

Na imagem 19960317, o glaciador Kaliakra (figura 102) exibe um enorme conjunto de franjas. O erro é demasiado pequeno para que as franjas sejam topográfica, o que indica, possivelmente, uma taxa de deformação elevada. Aparentemente, o glaciador movimenta-se a partir do litoral, e expande-se lentamente ao início, dividindo-se, posteriormente, em duas direcções. Aumenta para norte, na direcção do sensor, até à cadeia montanhosa de Vidin Heights, com uma taxa de 16.8 cm/dia. Para sul, a taxa de movimento vai aumentando, e diminui gradualmente à medida que se aproxima do Melnik Ridge e do Glaciador Struma.

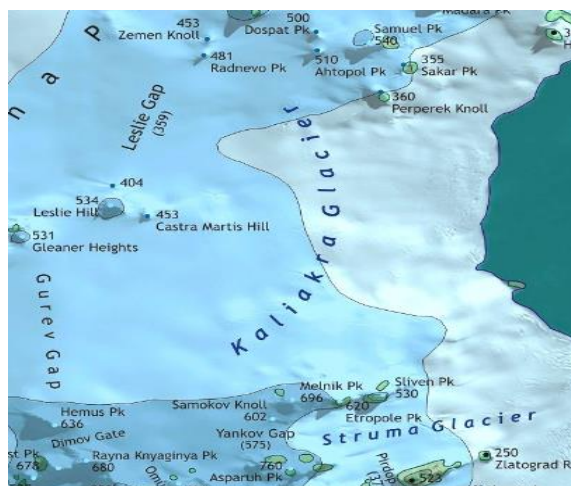


Figura 101 - Mapa da região do Glaciador Kaliakra.

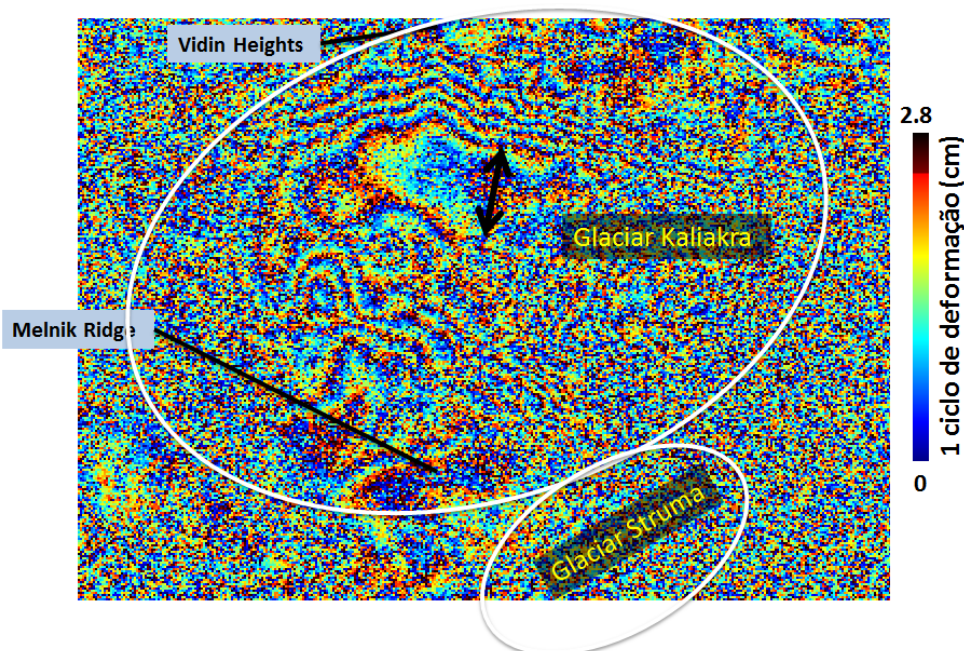


Figura 102 - Interferograma 19960317 (Glaciador Kaliakra e Struma).

O interferograma 19960317 (figura 104) exibe um conjunto de franjas ao longo do Saedinie Snowfield, na direcção da Baía Hero, com uma taxa entre 2.8 a 5.6 cm/dia. Mais a nordeste, o Glaciador Rose Valley, contém três franjas que indicam um deslocamento do litoral para sudeste,

com 8.4 cm/dia. Os glaciares Panelga e Debelt apresentam alguma actividade, mas a informação contém muito ruído, por isso não se pode deduzir qualquer conclusão.



Figura 103 - Mapa da região do Norte da Península de Varna.

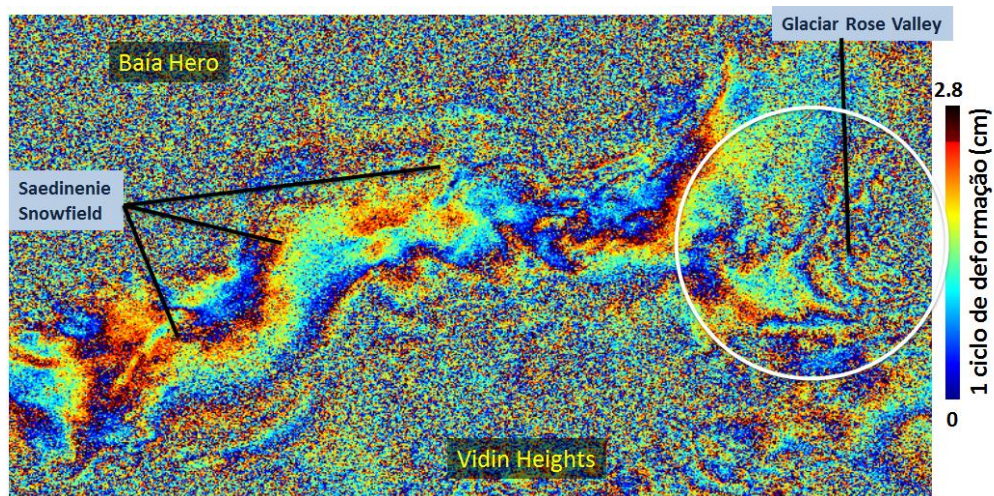


Figura 104 - Interferograma 19960317 (Norte da Península de Varna).

Os resultados no Cabo Williams, para os interferogramas 19960317 e 1996212, são semelhantes à secção 3.5.2, no trajecto 238. Esta região não existe no MDT de referência. Os resultados do interferograma estão na figura 105.

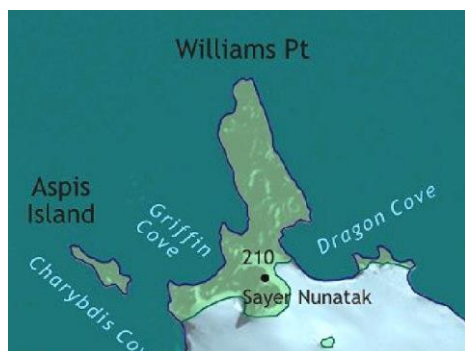
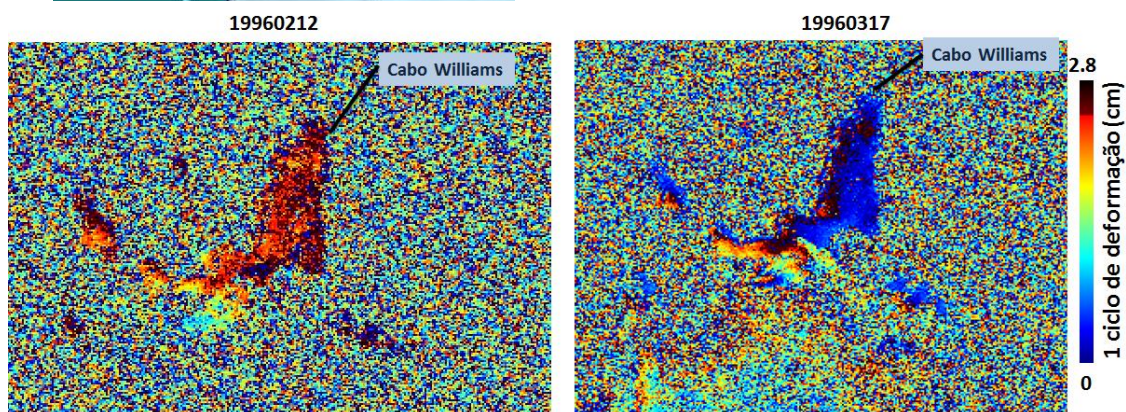


Figura 105 - Interferograma 19960212 e 19960317. Zona referente ao Cabo Williams.



Foram detectadas cerca de três franjas no glaciér Perunika (figura 107), que indicam uma taxa aproximada de 8.4 cm/dia, na direcção sudoeste, e duas franjas no Saedinenie Snowfield que indica uma taxa de 5.6 cm/dia, para sul.

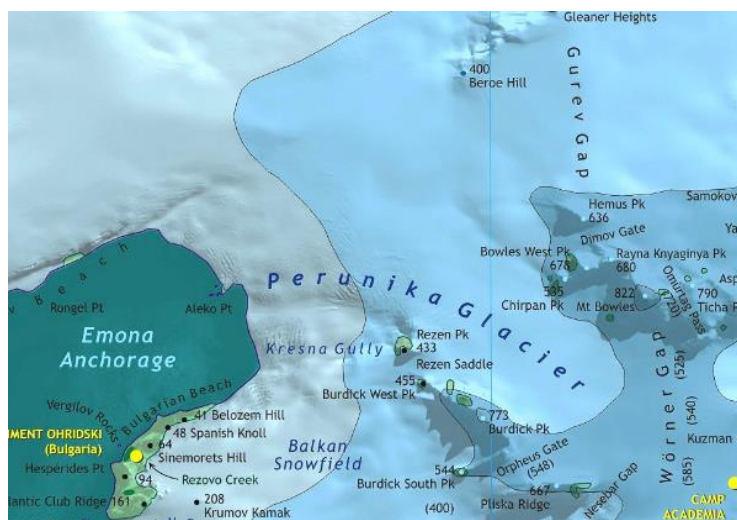


Figura 106 - Mapa da região do Glaciér Perunika.

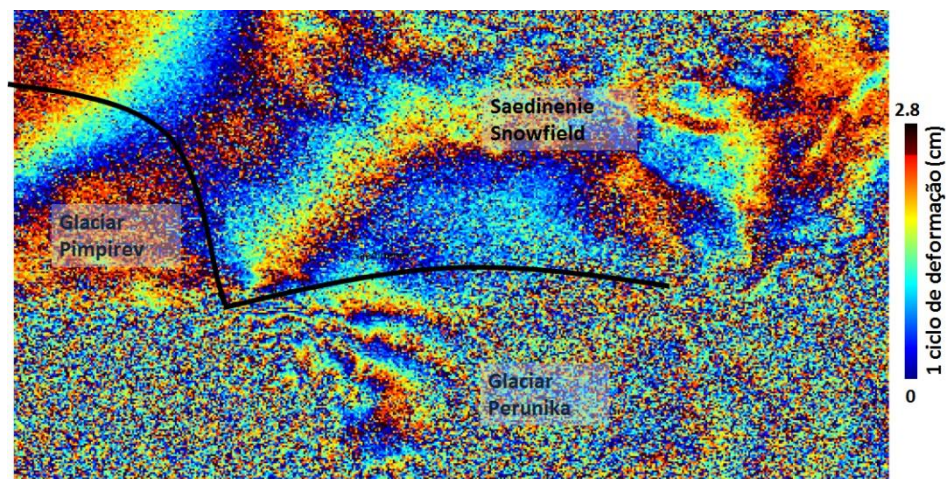


Figura 107 - Interferograma 19960317. Glaciar Perunika e o Saedinenie Snowfield.

Existe ainda um deslocamento a sudeste do glaciar (figura 108), que tem origem perto do Orpheus Gate, que é uma passagem na cordilheira montanhosa a sudoeste do glaciar. O gelo expande-se na direcção noroeste com uma taxa de 2.8 cm/dia, e acelera para nordeste com uma taxa aproximada de 8.4 cm/dia. As franjas detectadas vão se tornando descorrelacionadas à medida que a corrente avança, até ocorrer uma quebra na sua continuidade, todavia, a sua tendência deverá ser, provavelmente, na direcção da Âncora de Emona.

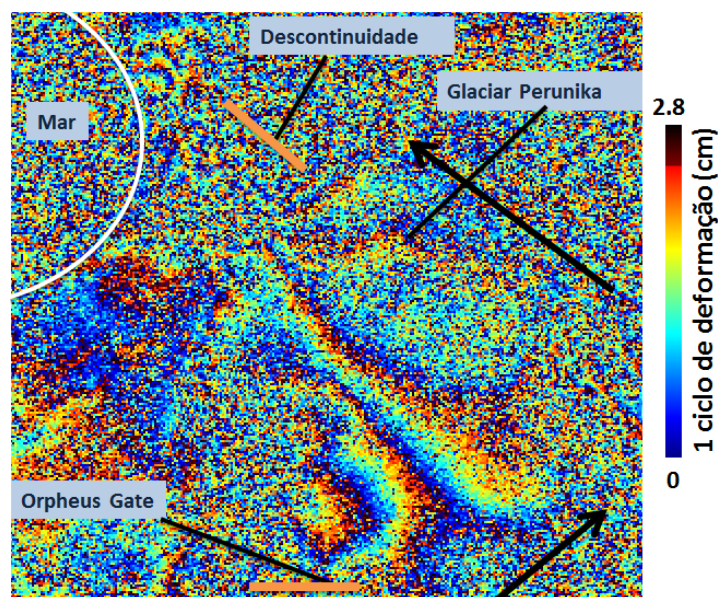


Figura 108 - Interferograma 19960317 (Glaciar Perunika).

Zona central da Ilha

O interferograma 1996307 (figura 110) exhibe uma longa franja no centro desta região, que vai desde o Cabo Melta até o Glaciar Pimpirev. Esta franja indica que existe deslocamento da superfície para oeste, e está a convergir para o centro da região. Para oeste é possível observar em redor do Pico Snow, que existe, aparentemente, um deslocamento de gelo, que também

se desloca para o centro da região. Mas esta afirmação pode consistir numa suposição pois a região em redor do Pico Snow possui muito ruído.



Figura 109 - Mapa da região da zona central da ilha.

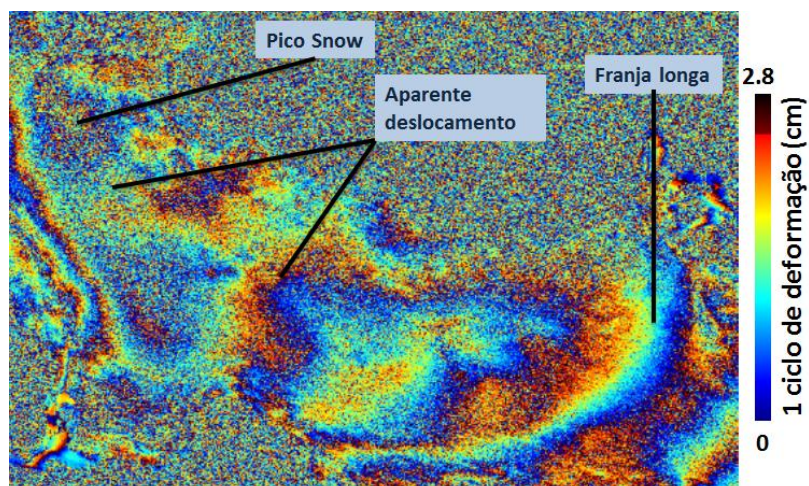


Figura 110 - Interferograma 19960317 da zona central da ilha.

Nas zonas peninsulares, o Cabo Siddons e Cabo Melta contêm topografia bastante nítida nos interferogramas 19960317 e 19960212. Ocorre a mesma situação no trajecto 238, em que estas zonas não existem no MDT de referência. Os resultados estão nas figuras seguintes.

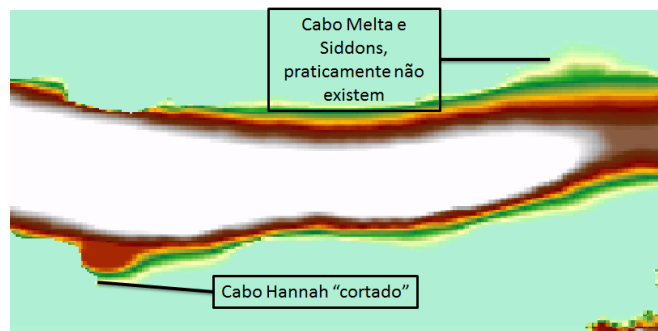


Figura 111 - MDT de referência (zona do Cabo Melta, Siddons, Hannah).



Figura 112 - Interferograma 19960212 e 19960317. Zona referente ao Cabo Siddons e Melta.

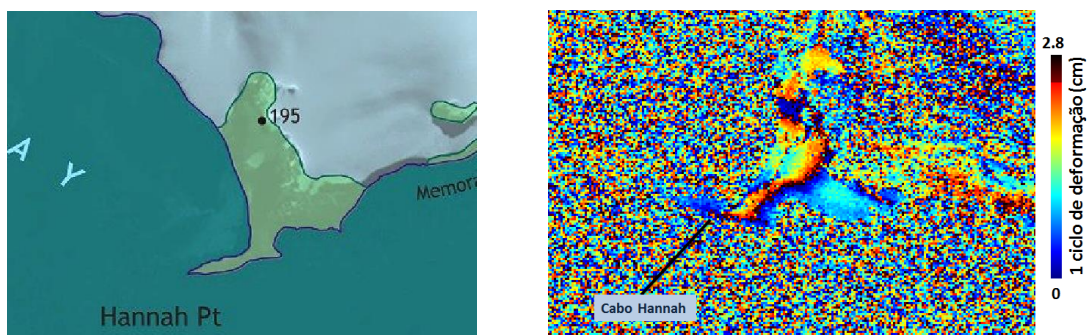
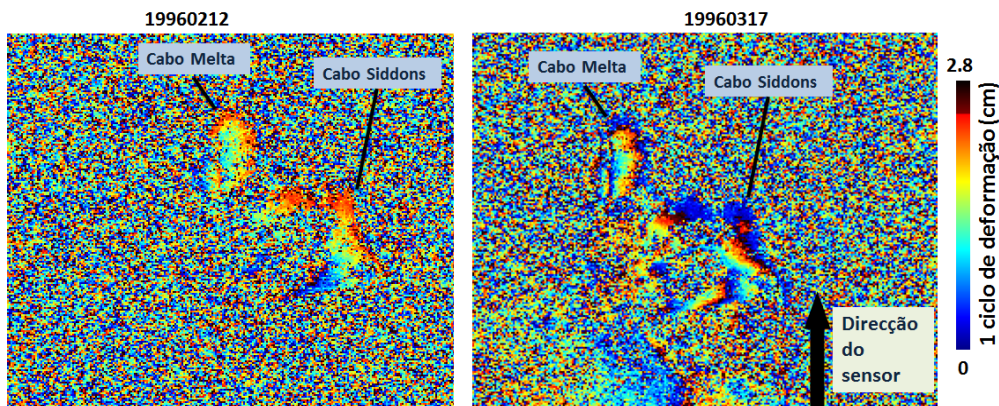


Figura 113 - Interferograma 19960317. Zona referente ao Cabo Hannah.

Península Ioannes Paulus II

Esta região contém resultados apenas no interferograma 19960317 (figura 115). No lado este da península é exibido um conjunto de franjas, que representa o Glaciar Urdoviza. Estas franjas são de difícil de leitura, apesar de se notar um possível deslocamento do glaciar para oeste. Pode-se observar, ainda, a região azulada que percorre o lado leste, ao longo da península.

Esta região azulada aparenta ser uma franja que se estende desde o glaciar Medven e Berkovitza até ao Oryahovo Heights. Como estas regiões são montanhosas, o erro no MDT para este interferograma ronda 0.93 franja, portanto, a franja poderá consistir em topografia.

Do lado oeste de Oryahovo Heights, inicia-se um conjunto de franjas até ao glaciar Etar Snowfield, com uma taxa de movimento do glaciar que pode rondar entre 5.6 cm/dia e 11.2 cm/dia.

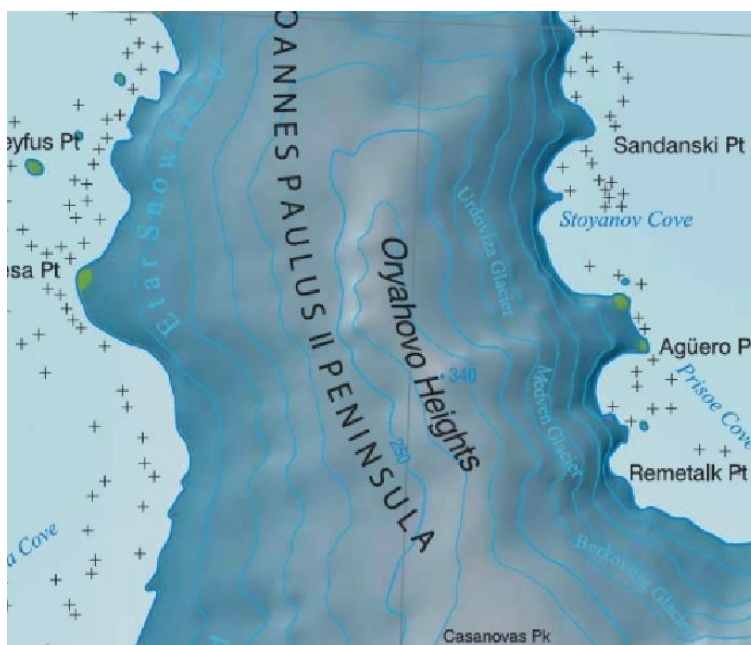


Figura 114 - Mapa da região de Oryahovo Heights.

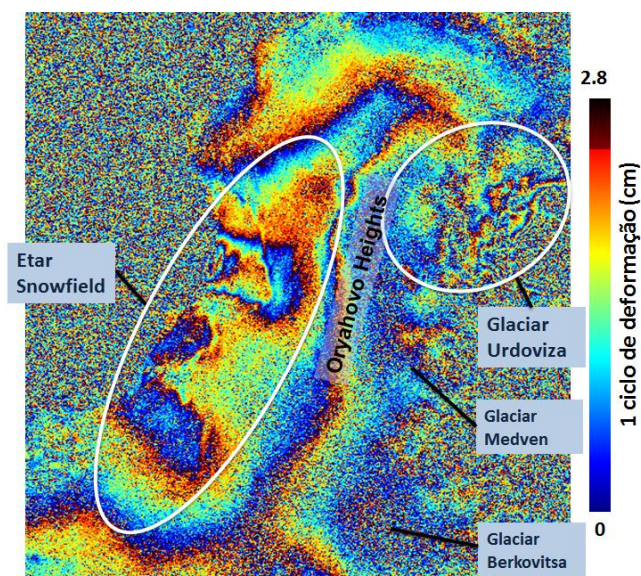


Figura 115 – Interferograma 19960317 referente à zona do Oryahovo Heights.

A sul, no Glaciar Verila (figura 117) existem dois padrões de franjas que representam o deslocamento do glaciar. No lado este ocorre deslocamento do gelo na direcção da costa, que se estende desde do Pico Casanovas até ao Pico Ustra, com uma taxa cerca de 5.6 cm/dia. O

lado oeste do glaciér contém exactamente a mesma taxa, mas o deslocamento gelo está na direcção contrária.



Figura 116 - Mapa da região do Glaciér Verila.

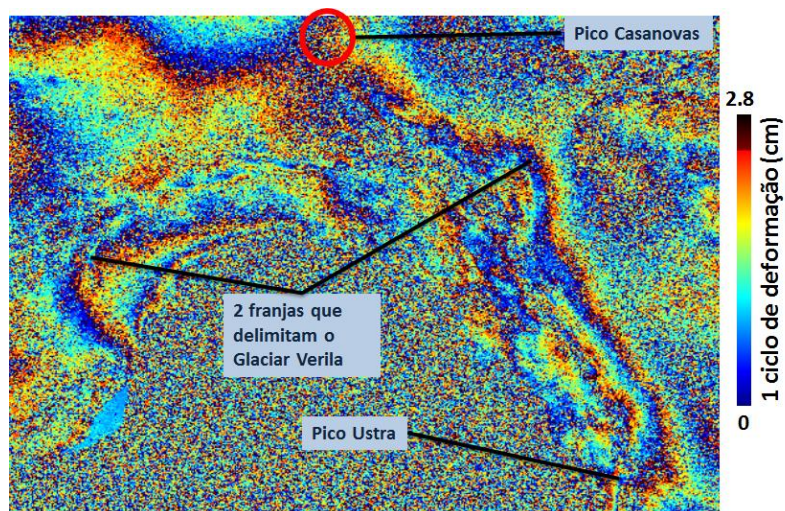


Figura 117 - Interferograma 19960317 (Glaciér Verila).

As zonas peninsulares da península, como o Cabo Shirreff, a Falésia Mercury, e o Cabo Black, possuem o mesmo problema que nos interferogramas do trajecto 9 e 238 (figura 118 e 119).

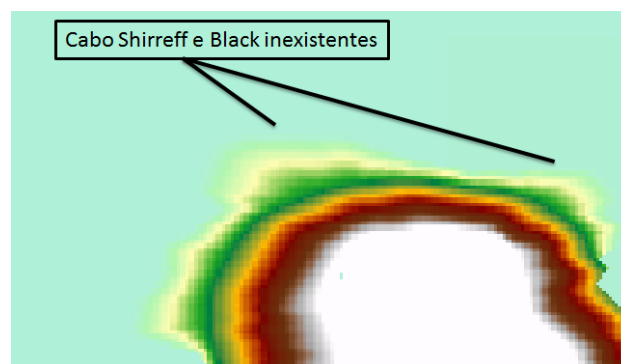


Figura 118 - MDT de referência (Cabo Shirreff e Black).

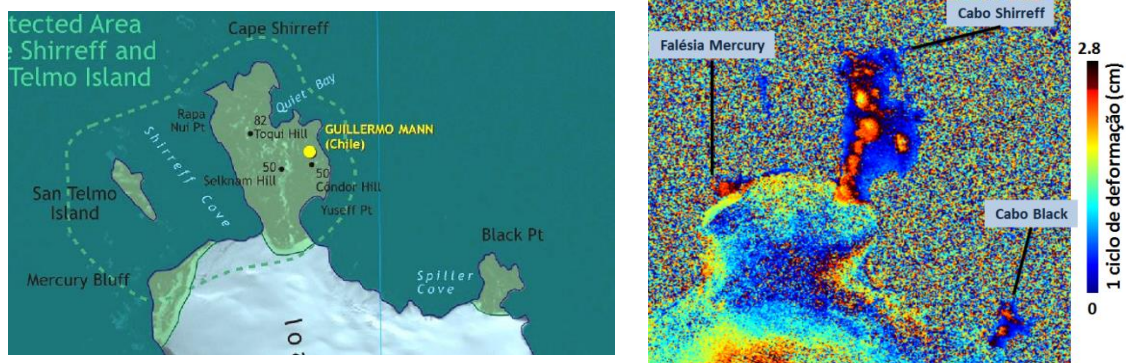


Figura 119 – Mapa da região do Cabo Shirreff. Interferograma 19960317 da mesma zona.

Domo Rotch

O interferograma 19960317 é a única imagem que contém informação suficiente para análise do glaciar do Domo Rotch, trajecto analisado.

O gelo está-se a expandir desde o centro do domo e a derreter até à sua base, com uma velocidade de cerca de 2.8 cm/dia (figura 121). A partir daqui, o gelo toma várias direcções, dependendo da zona do domo. A norte, o padrão de franjas termina no glaciar Etar Snowfield, para oeste a sua orientação e comportamento é irregular, e a sul, padrão de franjas junta-se ao lado oeste do Glaciar Verila.

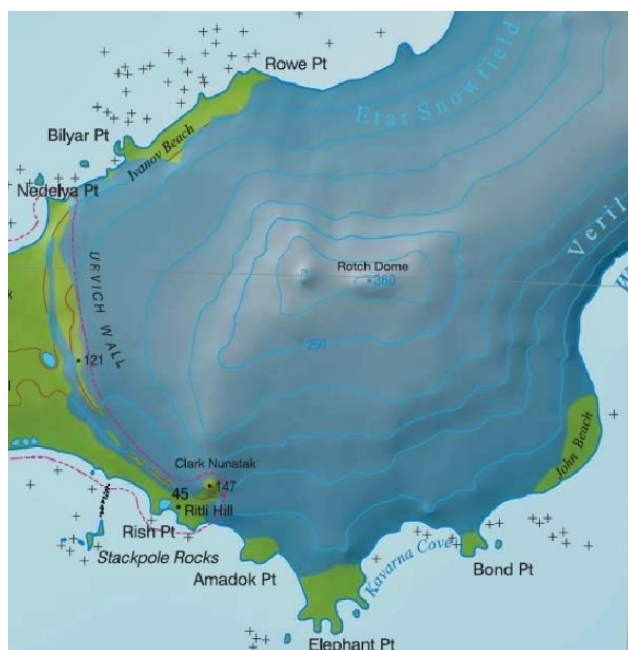


Figura 120 - Mapa da região do Domo Rotch.

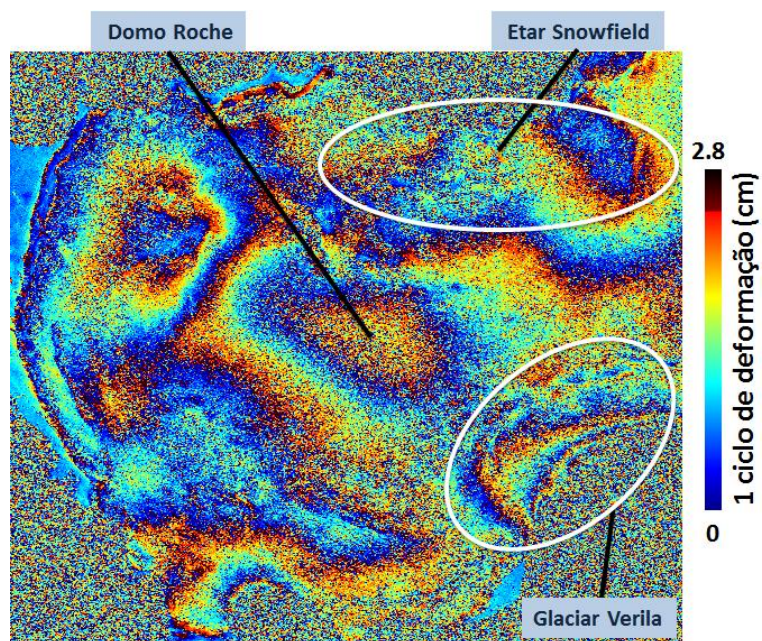


Figura 121 - Interferograma 19960317 (Domo Rotch).

Mais uma vez, as zonas peninsulares (Praia Ivanov, Praia John, Cabo Bond, e o Cabo Elephant) do domo podem possuir topografia ou exibir deformação. Contém leituras inferiores a metade de uma franja, portanto, o erro do MDT para regiões costeiras ultrapassa esta leitura, o que indica claramente topografia do terreno. Os resultados estão nas figuras seguintes.

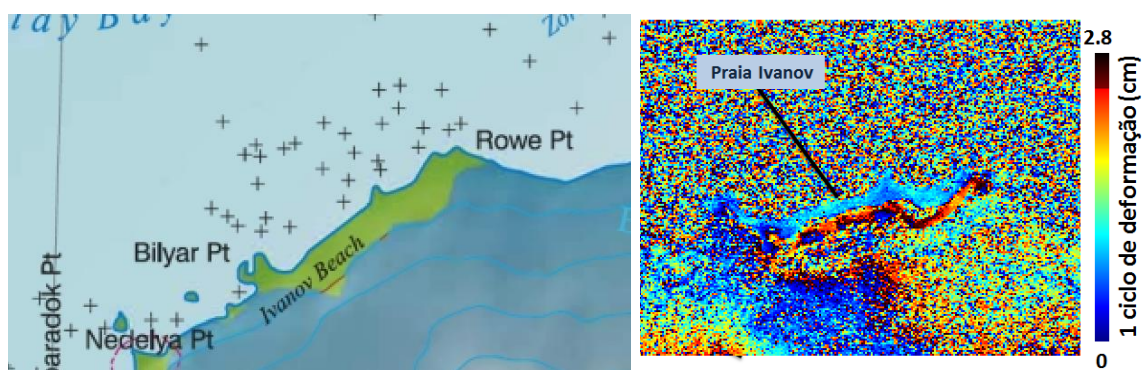


Figura 122 - Mapa da região do norte do Domo Rotch. Interferograma 19960317 da mesma zona.

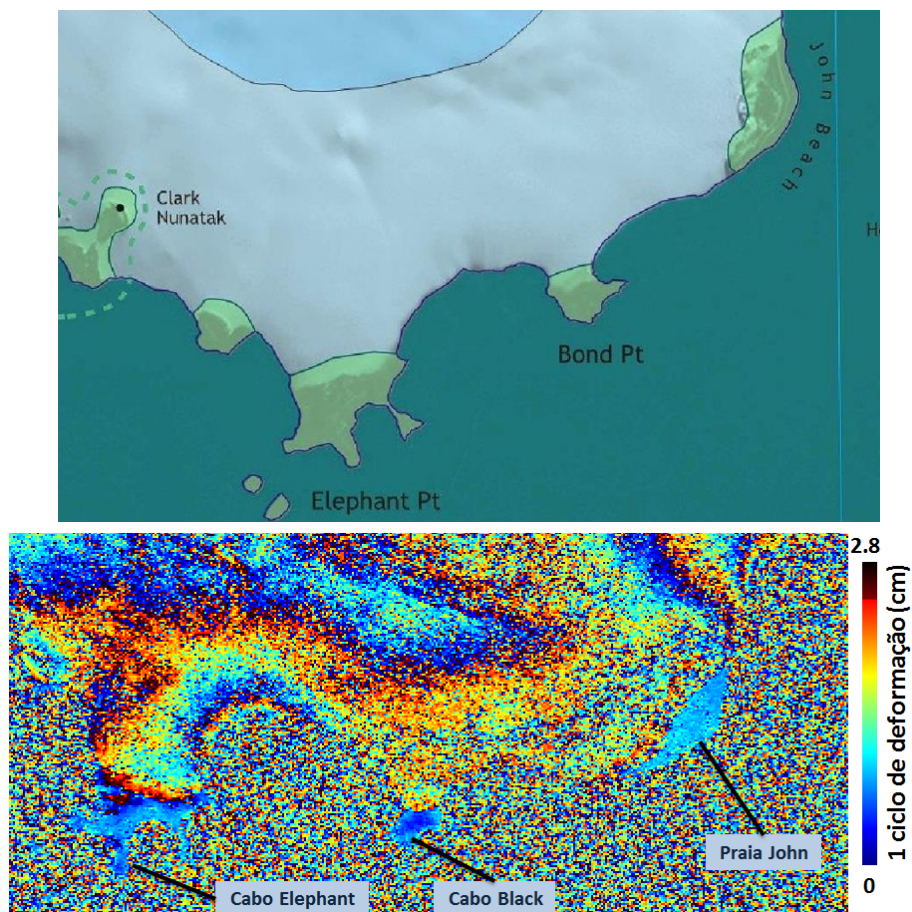


Figura 123 - Mapa da região do sul do Domo Rotch. Interferograma 19960317 da mesma zona.

Península Byers

A península Byers contém resultados semelhantes para os interferogramas 19960317 e 1996212. Na imagem 1996212, esta região contém muito ruído tal como na imagem 19970127. O interferograma 19960317, como é óbvio, contém uma melhor qualidade em relação aos restantes. O mesmo acontece para a Ilha Rugged.

Tal como em relação aos trajectos anteriores, a península contém uma componente de deformação não linear, no entanto, a imagem 19960317 difere dessa tendência. Aparentemente, a imagem mostra que se está na presença de deslocamento de terras, na direcção da costa, e ao longo da península. No entanto, a conclusão mais plausível é da existência de topografia.

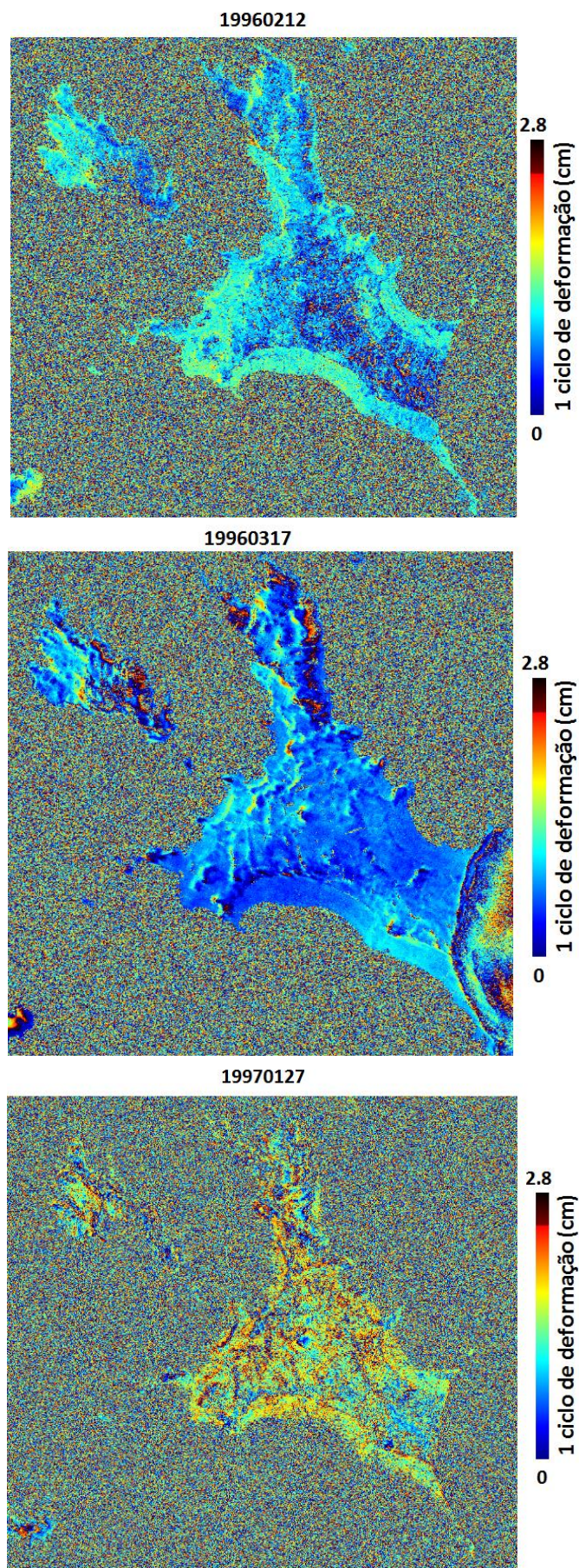


Figura 124 – Interferogramas 19960212, 19960317, 19970127 (Península Byers e Ilha Rugged).

Ilha Snow

Antes de se analisar os interferogramas, é importante salientar que as imagens adquiridas apenas contêm metade da Ilha Snow, logo, apenas metade da ilha será sujeita a análise.

Na Ilha Snow, os três interferogramas sujeitos análise originaram resultados de interesse. Os interferogramas 19960212 e 19970127 tiveram resultados apenas nas zonas peninsulares. O interferograma 19960317 contém, novamente, os melhores resultados, possuindo franjas ao longo da ilha.



Figura 125 - Mapa da Ilha Snow.

Analizando o interferograma 19960317 (figura 126), considerando apenas a região interior da ilha, pode-se estar na presença de topografia, no entanto o erro máximo do MDT para zonas com gelo (erro \approx 0.16 franja), é inferior ao número de franjas detectadas, o que indica deformação. Então, presumindo que existe deformação, nota-se que existe um foco de deslocamento inicial que começa, na zona norte da ilha, e que se expande em todas direcções, com um velocidade aproximada de 2.8 cm/dia. No entanto, observa-se um conjunto de franjas paralelas, esta taxa de velocidade aumenta para oeste, de 2.8 cm/dia para 11.2 cm/dia.

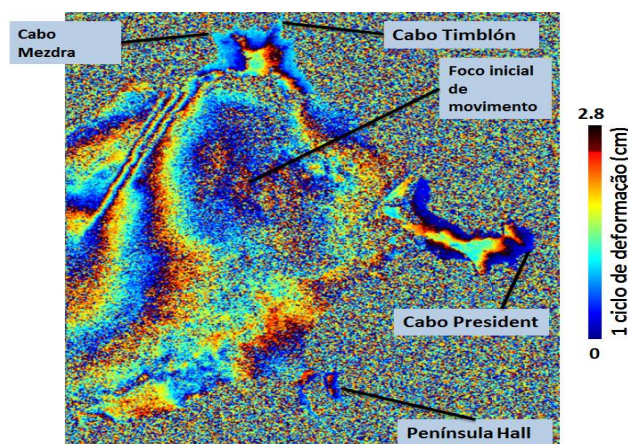


Figura 126 - Interferograma 19960317 da região norte da Ilha Snow.

Nas zonas peninsulares, acontece o mesmo problema para os outros trajectos, estas zonas não existem no MDT de referência

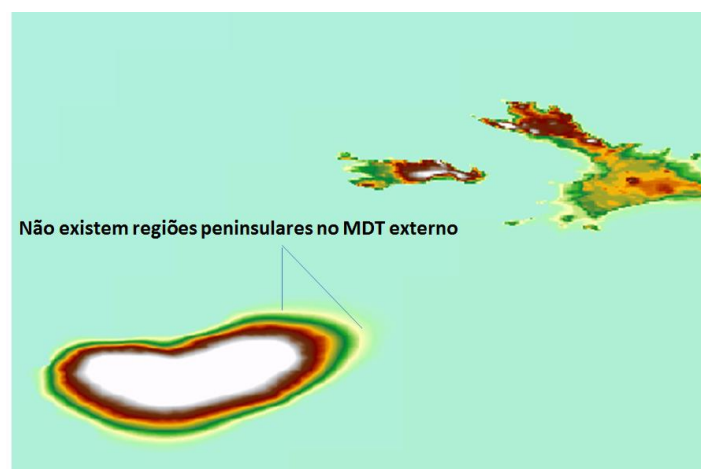


Figura 127 - MDT de referência (Ilha Snow).

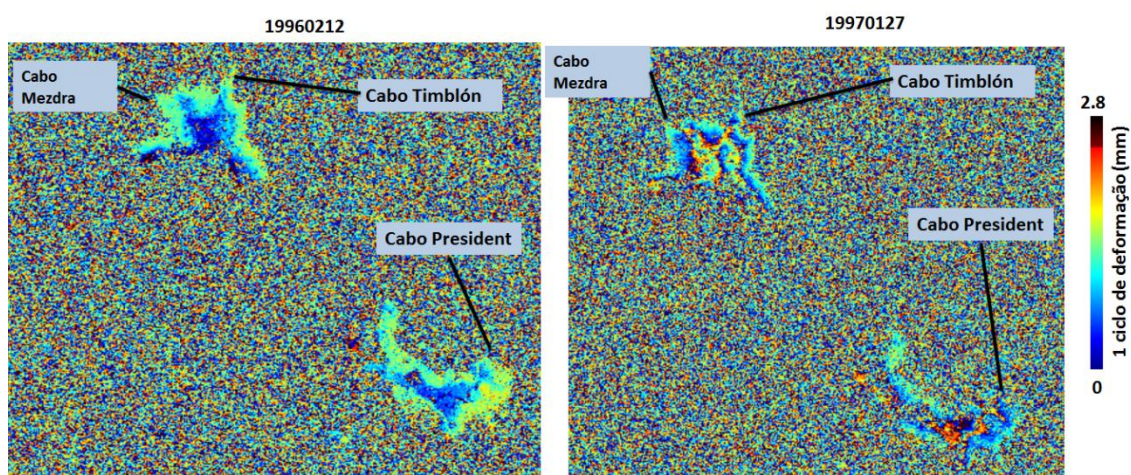


Figura 128 - Interferograma 19960317 da região sudoeste da Ilha Snow.

Ilha Deception

Os três interferogramas apresentam alguns resultados na Ilha Deception, contudo, as imagens 19960212 e 19970127, têm muito ruído nesta zona, o que significa que a deformação não é perceptível. O único interferograma que será analisado é o 19960317.

No 19960317, repartindo a ilha em metade, nota-se que no lado oeste, o terreno está-se a deslocar lentamente, na direcção oeste. No lado noroeste, no Kendal Terrace, a taxa deve atingir mais de metade de um ciclo de deformação. Como esta região é uma área montanhosa, o erro no MDT é aproximadamente de 0.93 franja. Como o padrão não atinge uma franja, pode-se estar na presença de topografia.

Do lado sul e sudoeste, nota-se, perfeitamente, que as delimitações da região azulada não ultrapassam a zona da Montanha de Kirkwood, que é composta por gelo. Esta situação poderá

significar que, durante o co-registo, os pixéis das duas imagens SAR, naquela zona, tiveram provavelmente baixa coerência. Uma das causas possíveis para isto, pode se dever ao facto de que o gelo, naquela região montanhosa, está a derreter, ou seja, está-se a transformar em água, e como é usual, a água provoca descordenação entre as imagens, e consequentemente, ruído no interferograma. No entanto isto é apenas uma suposição. Por fim, o lado leste da ilha é impossível, sequer, compreender a deformação.

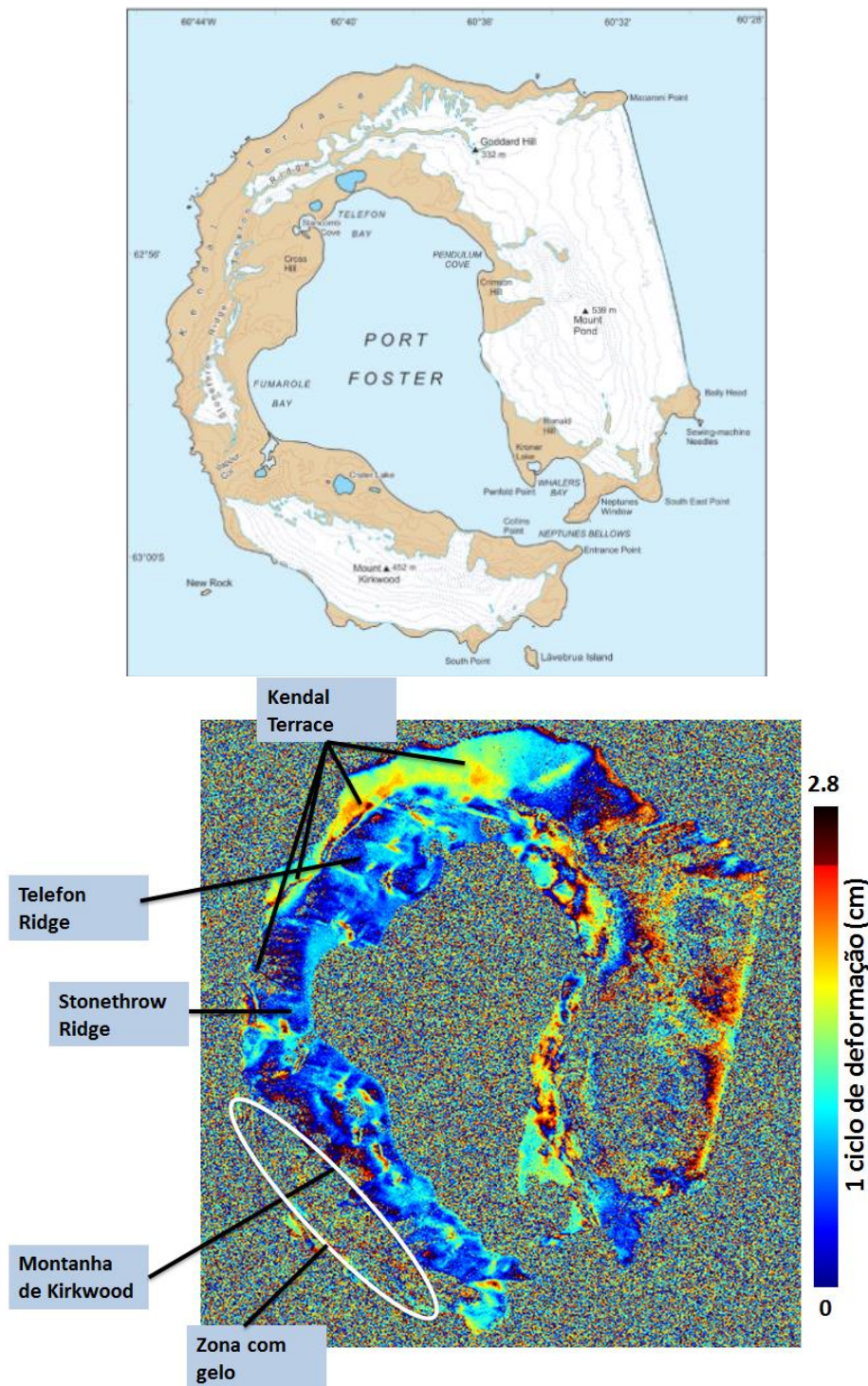


Figura 129 – Mapa da Ilha Deception. Interferograma 19960317 da Ilha Deception.

4. Criação dos modelos digitais de terreno

4.1 Descrição da Ilha King George.

Apesar de ter sido criado um MDT para a Ilha Livingston e Ilha Deception, neste capítulo será feita uma pequena descrição referente apenas à Ilha King George, pois a descrição da Ilha Livingston e Ilha Deception está exposta no capítulo 3.1.

A Ilha King George é a maior ilha do Arquipélago das South Shetlands, em que a sua extensão máxima atinge os 69 km de comprimento e 25 km de largura (site do SCAR Composite Gazetteer Antarctica). A ilha situa-se a sudoeste da Ilha Elephant e da Ilha Gibbs, e a nordeste da Ilha Nelson, entre as longitudes 57° 30' W e 59° 15', e entre as latitudes 62° 30' S e 61° 30' S.

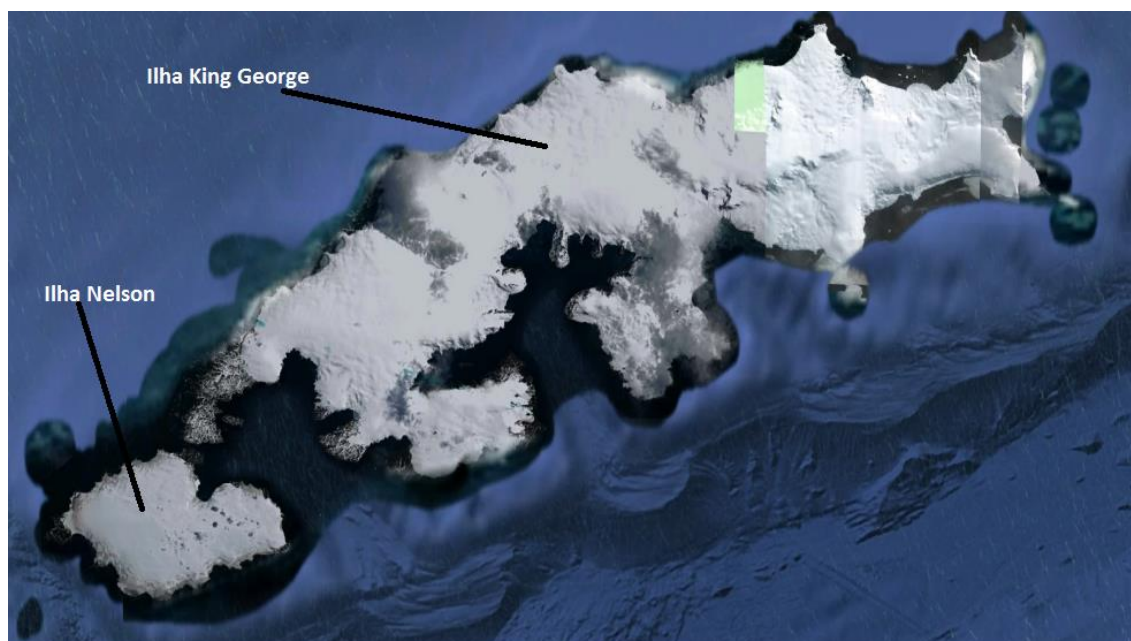


Figura 130 – Imagem da Ilha King George retirada do sítio Internet do Google Maps.

4.2 Imagens SAR.

Para a geração dos MDT, o principal critério a ter em conta foi a base temporal. É necessário que a base temporal seja a mais pequena possível, para que as mudanças que acontecem de uma imagem para a outra, variem o menos possível, reduzindo a desconexão temporal. Para o caso em estudo a base temporal é de um dia. Foram criados dois modelos digitais de terreno, um referente à região da Ilha Livingston e Ilha Deception e o outro referente à Ilha King George.

Para a Ilha Livingston e Ilha Deception, as duas imagens utilizadas são referentes às datas de 17 e 18 de Março de 1996, e adquiridas pelos satélites ERS-1 e ERS-2 no trajecto 390,

respectivamente. O número das órbitas das imagens são o 24426 (19960317) e 4753 (19960318). As órbitas são ascendentes e as imagens têm uma base perpendicular de 90.2 m.

Para a Ilha King George, as duas imagens são referentes às datas 11 e 12 de Março de 1996, e em relação aos satélites ERS-1 e ERS-2, respectivamente, e ao trajecto 304. As órbitas das imagens são ascendentes e os seus números são o 24340 (19960311) e 4667 (19960312), com uma base perpendicular de -68.2 m.

4.3 Processamento interferométrico.

O processamento interferométrico nesta secção é idêntico ao processamento diferencial, que está explicado no capítulo 3.4. Apesar de serem idênticos, os passos serão, no entanto, explicados com menor detalhe e algumas notas serão adicionadas. Os passos do cálculo e da subtracção do MDT não estão incluídos nesta secção, visto que esses passos são exclusivos do DInSAR, e serão substituídos pelos passos finais de criação de um MDT, que são a filtragem e o desenrolamento da Fase, conversão da fase para altitudes, e por fim a georreferenciação (geocoding). No esquema seguinte encontram-se os passos efectuados.

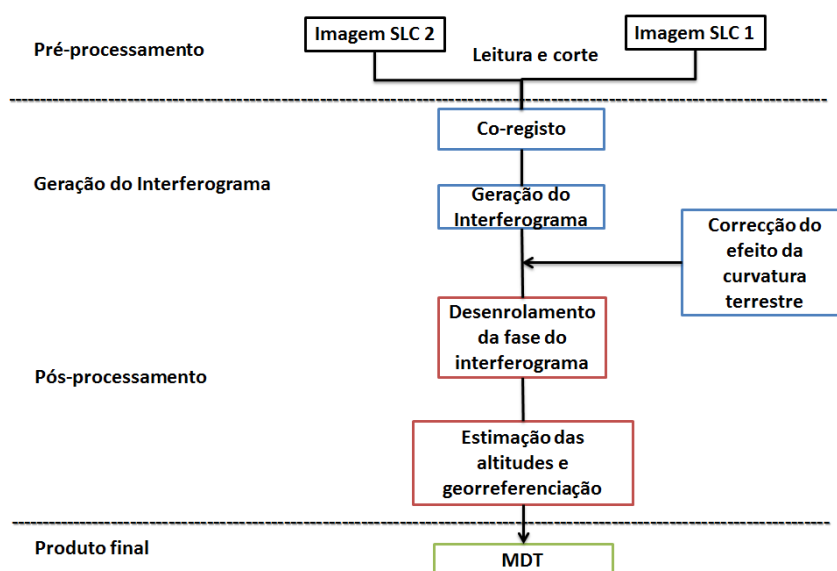


Figura 131 - Esquema do processamento InSAR efectuado nesta secção.

O primeiro passo consistiu na leitura e corte das imagens. A leitura é efectuada com o intuito de converter para uma imagem SLC e obter as órbitas da imagem. O corte da imagem vai permitir eliminar as áreas que constituem a água, por forma a reduzir a descorrelação e a aumentar a coerência no co-registo.

De seguida, é efectuado o processo co-registo em que, tal como, na secção 3.4 são efetuados os mesmo passos:

- 1) Estimativa dos desvios absolutos utilizando os parâmetros das órbitas.
- 2) Estimativa aproximada dos desvios absolutos através da correlação entre janelas homólogas que se distribuem ao longo das duas imagens.
- 3) Filtragem da imagem na direcção azimute

- 4) Co-registo fino: Estimativa dos desvios absolutos e coerência de um grande número posições homólogas, tendo como aproximação inicial os desvios absolutos calculados anteriormente.
- 5) Aplicação de uma transformação geométrica à imagem *slave* aplicando um modelo polinomial e a reamostragem dos pixéis da respectiva imagem.

Apesar de efectuados os mesmos passos, ocorreram algumas modificações, em particular, no passo 2. Como no final do processamento a qualidade dos interferogramas resultantes não era aceitável, modificou-se o tamanho de janelas e repetiu-se o passo do co-registo inúmeras vezes, até obter-se a solução óptima no final do co-registo, e gerar um interferograma com uma qualidade aceitável. O tamanho de janelas utilizado foi de 512 pixéis por 512 pixéis

Depois de obtidos os parâmetros do modelo polinomial e aplicada a reamostragem é então finalmente calculado o interferograma.

Depois de calculado o interferograma procede-se então ao cálculo da fase de referência e à subtracção da mesma com a fase do interferograma calculado, realizando, assim, a correcção do efeito da curvatura terrestre.

Por fim, foi criado um mapa de coerência, com multilooking (16:4), por forma avaliar a qualidade do interferograma.

De seguida efectua-se a filtragem da fase. A filtragem da fase vai permitir filtrar o interferograma, por forma a reduzir o ruído, para uma melhor visualização das franjas, ou então, auxiliar no desenrolar da fase. O método utilizado foi o método de Goldstein, em que as franjas do interferograma, resultantes da filtragem, ficam mais nítidas, visto que é atribuído ao pico do espectro de frequências o maior peso relativo durante a filtragem (Kampes, 2005).

O método utiliza um filtro adaptativo, que é aplicado no domínio das frequências. O filtro é restringido por um valor de α , que traduz a quantidade de informação que é filtrada, e que se encontram entre 0 e 1, isto é, se o valor for 0, nenhuma informação no interferograma é filtrada, se for 1, a filtragem é considerada muito forte. O valor utilizado, para os dois interferogramas calculados, foi 0.5, o que é razoável para interferogramas que contém uma correlação moderada (Goldstein e Werner, 1998).

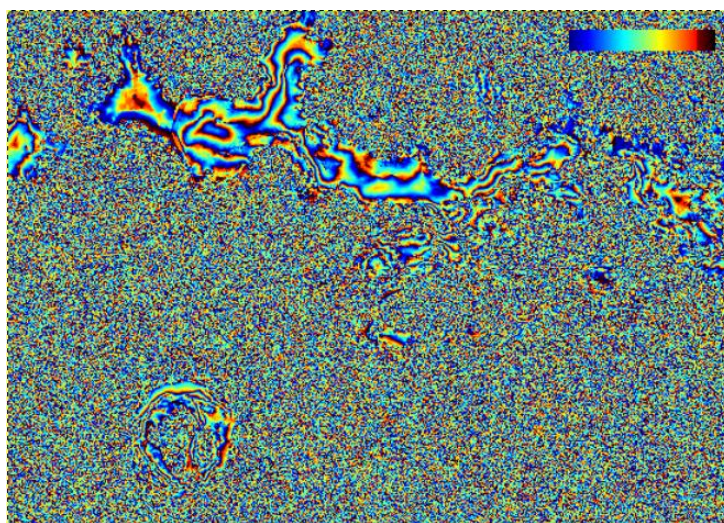


Figura 132 - Interferograma enrolado da Ilha Livingston e Deception.

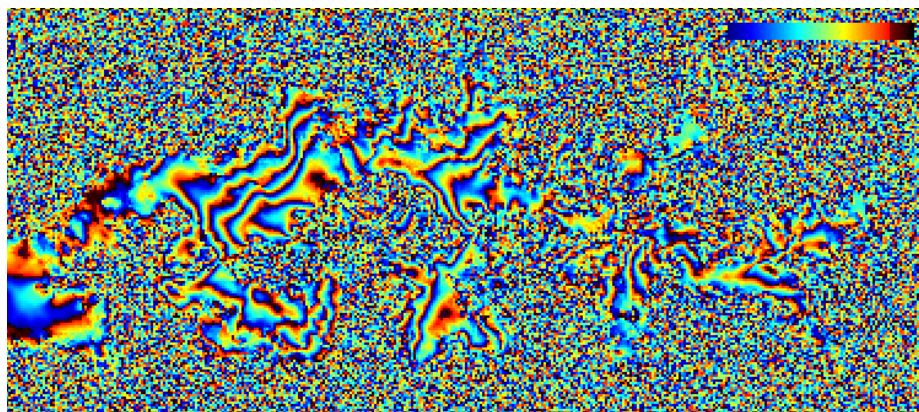


Figura 133 - Interferograma enrolado da Ilha King George.

Depois de aplicada a filtragem, realiza-se o desenrolamento da fase, através do algoritmo Snaphu. O algoritmo Snaphu, ou *Statistical-cost, Network-flow Algorithm for Phase Unwrapping*, consiste num algoritmo de recuperação da fase não ambígua, de valores da fase que contém módulo 2π , e que foi proposto e desenvolvido por Chen and Zebker (2000, 2001, 2002).

O algoritmo incorpora vários modelos estatísticos, que podem servir para informação relativa à topografia, dados de deformação e informação genérica. O modo utilizado durante o processamento do algoritmo assume que a fase desenrolada representa a topografia do terreno.

Os interferograma finais, com a fase desenrolada, foram gerados em formato REAL4, e estão na figura 134 e 135.

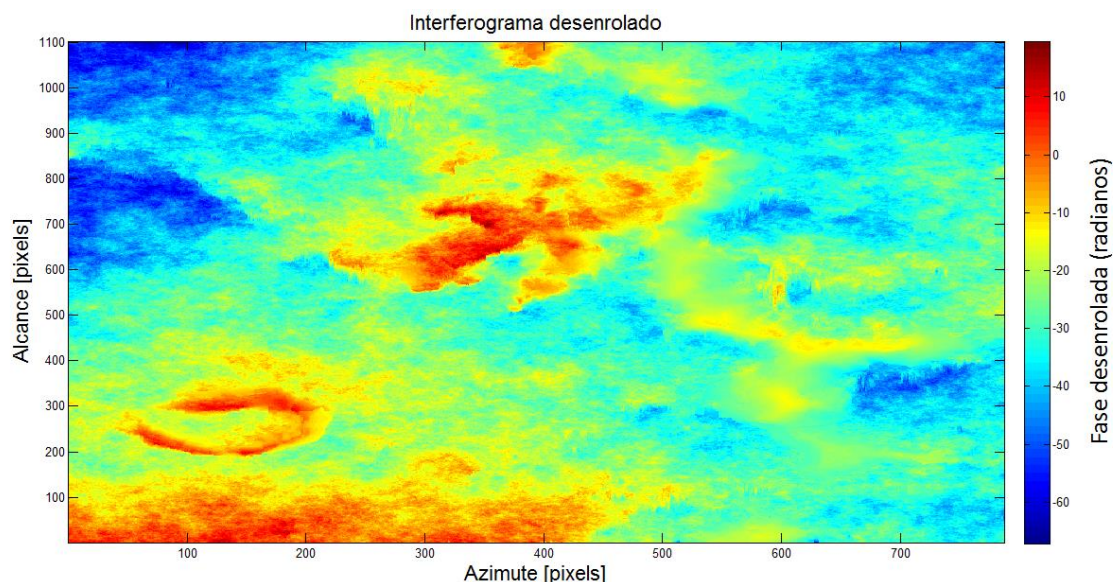


Figura 134 - Interferograma desenrolado da Ilha Livingston e Deception.

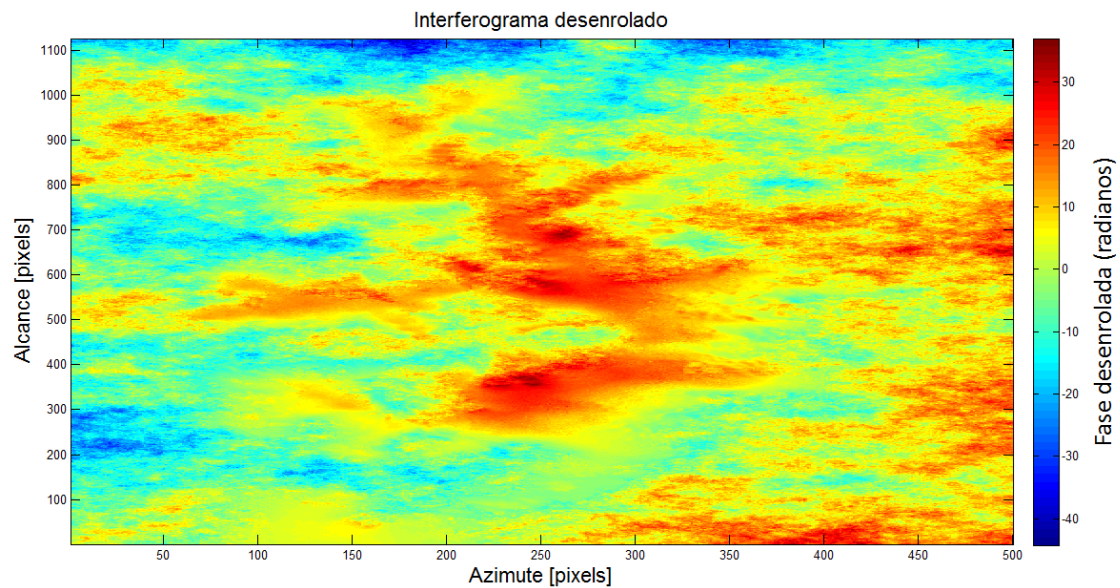


Figura 135 - Interferograma desenrolado da Ilha King George.

Depois de efectuada o desenrolar da fase do interferograma, realiza-se a conversão da fase para altitude, em relação ao sistema de referência WGS84, utilizando o método de Schwabisch. Este método usa polinomiais para comparar a fase desenrolada com a fase de referência.

Como a fase de referência é eliminada, no desenrolamento da fase, o método começa por recalculer a fase de referência, através da equação 20 que está referida no capítulo 2.4.3, para três altitudes diferentes, em vários locais que estão distribuídos pela imagem. Foram escolhidos 200 locais para ambos os interferogramas.

Estabelece-se equações polinomiais 1D, em segundo grau, para cada zona, que descrevem as altitudes, referidas no parágrafo anterior, em função da fase de referência. Os coeficientes representam os locais ou as posições dos pixéis escolhidos, que correspondem à fase de referência.

Depois estabelece-se ainda um sistema de equações polinomiais 2D, em quinto grau, que descreve os coeficientes, do modelo polinomial 1D, em função dos locais. Resolve-se este mesmo sistema, através de ajustamento por mínimos quadrados, usando a factorização de Cholesky, tendo-se como resultados, todos os coeficientes para cada local (Kampes, 2004).

Implementa-se os coeficientes, calculados anteriormente, no polinómio 1D, e procede-se ao cálculo das altitudes (Kampes, 2005):

$$h = \sum_{i=0}^{1dD} \alpha_i \vartheta^i \quad (4.1)$$

Por fim, realiza-se a georreferenciação do interferograma, em que as coordenadas radar, para cada altitude, são convertidas para coordenadas geográficas, relativo a um sistema de referência. Inicialmente, o processo envolve a conversão das coordenadas *pixel* para coordenadas tridimensionais (X,Y,Z), utilizando as equações de Doppler, Alcance, Elipsóide

(Kampes, 2005), para cada ponto. Depois de obtidas, estas coordenadas são convertidas para um sistema elipsoidal (ϕ, λ, h).

Os resultados são dois ficheiros de saída, em que contém as latitudes e longitudes, respectivamente, para cada *pixel*. Esses ficheiros foram combinados, posteriormente, em *software Matlab*, com o ficheiro das altitudes, em que resulta um MDT num sistema geográfico.

4.4 Análise do MDT

Depois de efectuada a estimação da topografia e a georreferenciação do MDT, é necessário avaliar a qualidade do DTM. Essa avaliação consiste em vários componentes como a precisão, exactidão e fiabilidade. Este capítulo será separado em duas secções, uma referente à Ilha de Livingston, Deception, e outra referente à Ilha King George. Há ainda que salientar, que todas as operações foram realizadas através do *software Matlab*.

4.4.1 Ilhas Livingston, Deception.

4.4.1.1 Comparação do MDT InSAR com um MDT de referência.

A forma ideal para avaliar e validar a qualidade de um MDT consiste na comparação deste com um MDT de referência de uma alta resolução. O MDT de referência utilizado, é referente ao MDT criado no capítulo 3.3, e que tal como o MDT InSAR, cobre as ilhas Livingston e Deception. Para se comparar estes dois modelos de elevação, realizou-se a subtracção das altitude elipsoidais, por forma a compreender a extensão da diferença que existe de um para outro, e determinar, se possível, as causas das suas diferenças.

Observando os dois MDTs, nas figuras 136 e 137, nota-se imediatamente as diferenças entre um e outro. O MDT InSAR contém muito ruído, devido, provavelmente, à descorrelação temporal ou à descorrelação atmosférica. Estes tipos de descorrelação provocam perda de coerência entre as imagens, o que induz ruído local e lacunas em certas áreas no MDT InSAR. Além disto, algumas destas zonas contém elevação acima do nível de água, que não correspondem à realidade do terreno, um exemplo, será região que se encontra do lado oeste da Ilha Deception, devendo-se provavelmente a um artefacto atmosférico, ou o facto de regiões que contém água terem, sempre, a coerência muito baixa, ou então a erros no desenrolamento da fase. O lado mais leste do MDT InSAR encontram-se regiões que, existem no terreno, mas não foram consideradas no MDT de referência.

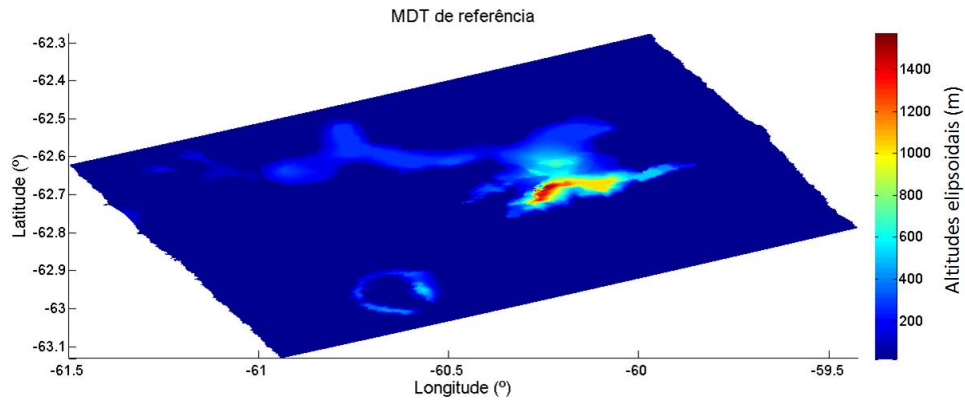


Figura 136 - MDT de referência.

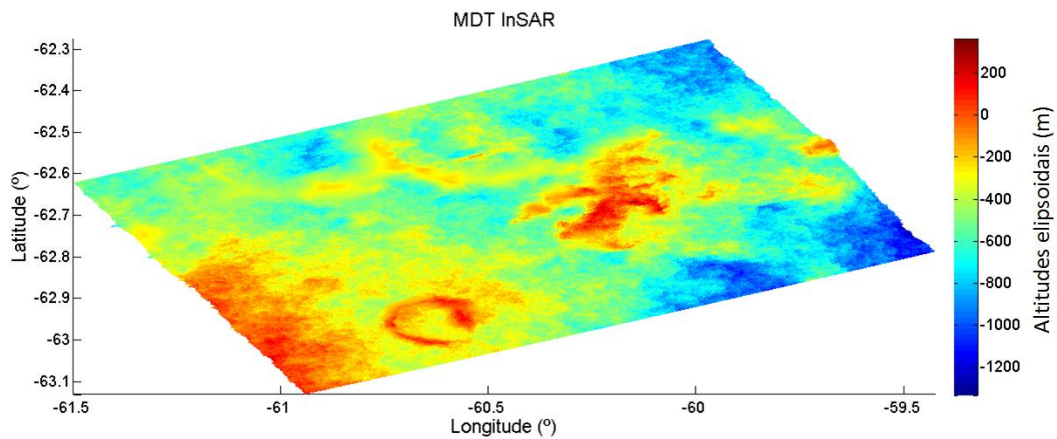


Figura 137 - MDT InSAR.

Para quantificar as diferenças entre ambos os MDTs, começou-se por converter MDT de referência para o sistema de coordenadas radar do interferograma. Além de pôr os dois modelos no mesmo sistema de coordenadas, esta operação permite que o MDT de referência cubra exactamente a mesma região que o MDT InSAR, facilitando, assim, a operação de subtracção. Este comando já foi realizado no estudo de deformação, e está explicado, pormenorizadamente, no capítulo 3.3.3.

Procedeu-se, então, às diferenças entre os modelos digitais. Na figura 138 encontra-se o mapa de diferenças entre o MDT de referência e MDT InSAR.

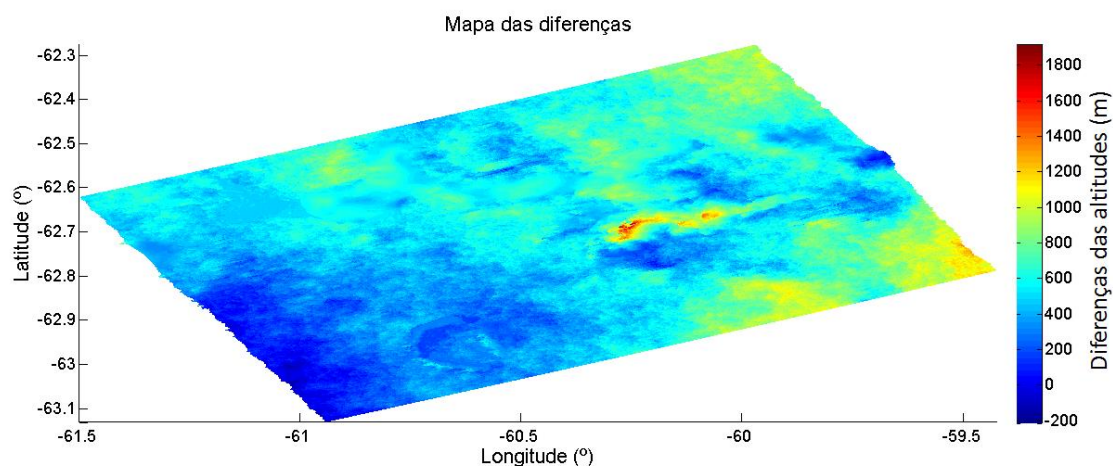


Figura 138 - Diferenças das altitudes entre o MDT de referência e o MDT InSAR.

À primeira vista, nota-se que as diferenças em relação ao modelo de referência parecem residir mais no centro da Ilha Livingston, e a leste da mesma. A região que envolve a Ilha Deception parece conter melhores resultados. No entanto, estas observações são, de certa forma, preliminares, portanto, para se fazer uma melhor avaliação, procedeu-se à determinação do histograma das diferenças das altitudes, que se encontra na figura 134:

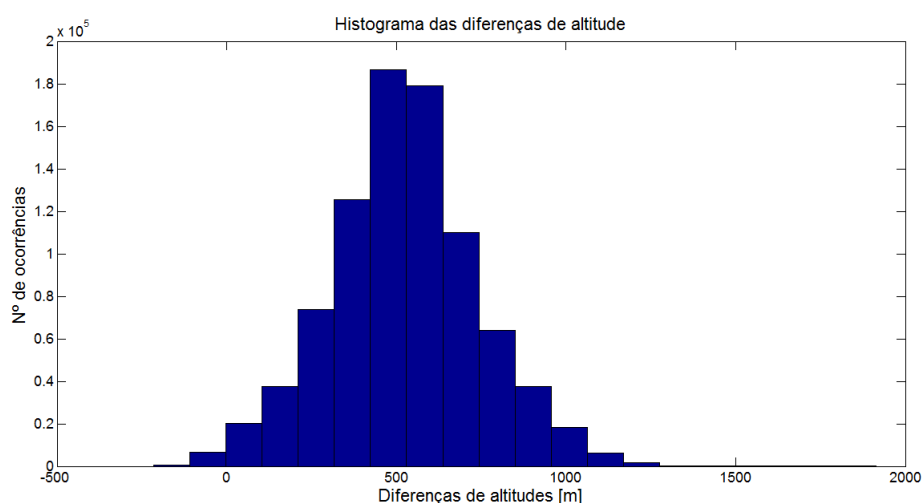


Figura 139 - Histograma de 20 classes, que representa as diferenças de altitudes entre o MDT de referência e do MDT InSAR.

Seria de esperar que o seu centro estivesse em redor de zero, mas o histograma apresenta o seu centro em volta de 500 m, com uma média aritmética de 523.89 m, e com um desvio padrão das altitudes, em relação ao MDT de referência de 567.16 m, o que significa que o MDT InSAR tem uma tendência de 523.89 metros que deve ser removida. A tendência decorre da ausência de qualquer referência altimétrica no processo de desenrolamento da fase. O facto de ter-se em consideração todos valores das diferenças, incluídos os de zonas que contêm bastante ruído, teve uma influência óbvia no histograma apresentado. Depois de removida a tendência de 523.89 metros, o erro médio quadrático dos resíduos é 0 m.

4.4.1.2 Coerência versus Incerteza

Outro modo de se avaliar a qualidade do MDT baseia-se na avaliação da precisão da altitude dos pixels no MDT, e na relação, aparente, que existe entre a incerteza (erro absoluto) e a coerência do interferograma. Para analisar o comportamento desta relação, é necessário observar o mapa de coerências determinado durante o processamento, que se encontra na figura 140.

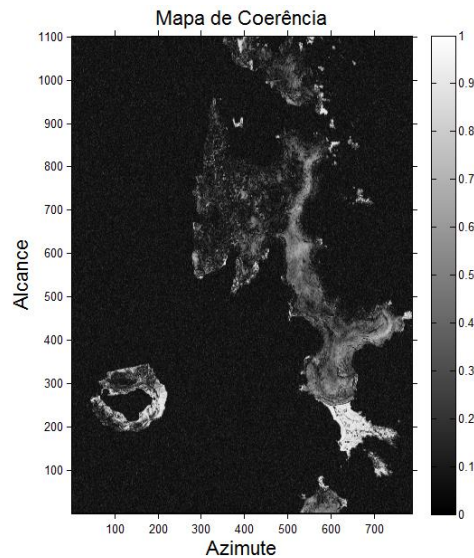


Figura 140 - Mapa de coerência resultante do processamento interferométrico.

Como se pode observar na legenda a coerência ronda entre 0 e 1. Nota-se com clareza que as zonas de Deception e Península Byers contêm a melhor coerência, pois são zonas que não possui actividade glaciária, e por isso mesmo não são afectadas por mudanças radicais no terreno em tão pouco tempo, o que reduz a descorrelação temporal, e por conseguinte, aumenta a coerência. No entanto, para se visualizar esta relação de outro aspecto, determinou-se o histograma dos valores de coerência:

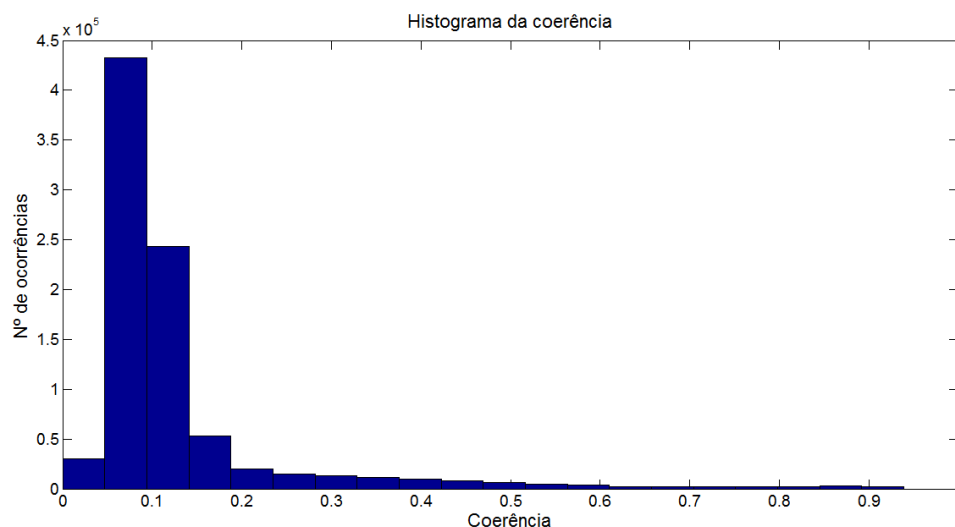


Figura 141 - Histograma de 20 classes, dos valores de coerência.

O histograma apresenta um pico próximo de 0.1, com uma média de valores de coerência de 0.13, o que indica um interferograma pouco coerente. Esta coerência baixa advém, do facto de que o histograma considera, tal como no histograma de diferença de altitudes, todos os pixéis, assim como os pixéis que cobrem a água, provocando uma baixa coerência média. Outra causa poderá ser proveniente de erros durante o processamento.

Se analisarmos o desvio padrão, vê-se que a coerência parece ser dependente da precisão da altitude. Calculou-se então o erro relativo para cada altitude elipsoidal, tendo como referência o MDT de referência e comparou-se então com os valores de coerência, de cada *pixel*. Esta relação está representada na figura 142.

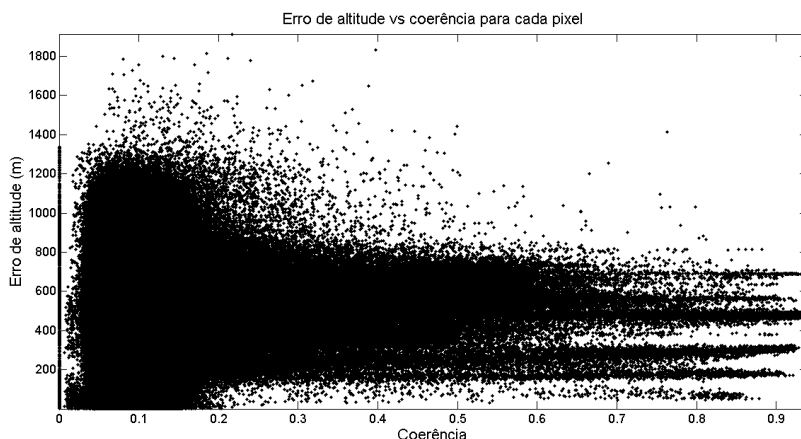


Figura 142 – Relação entre o erro absoluto da altitude elipsoidal coerência, para cada pixel

Se a coerência é elevada num dado *pixel* então, teoricamente, a altitude estimada nesse pixel, poderá ser bastante precisa. Então, quanto mais pequena a coerência, maior é o erro de altitude, ou seja, quanto maior for a coerência mais o erro se aproxima de zero, o que significa que, o problema de má qualidade do interferograma pode não ter sido causado por erros do processamento. O problema reside, provavelmente, nas imagens SAR. A existência de água na região topográfica circundante pode afectar o co-registo, tal como a presença de artefactos atmosféricos nas imagens, como a concentração de vapor de água na troposfera, ou então devido à ionização da ionosfera.

4.4.2 Ilha King George

Ao contrário do MDT das Ilhas Livingston e Deception, não existe um MDT de referência da Ilha King George para efeitos de comparação. Portanto, não existem meios para efectuar uma validação do respectivo MDT, no então pode-se realizar um avaliação interpretativa.

Tal como o MDT das Ilhas Livingston e Deception, a figura 143 mostra que o MDT da Ilha King George aparenta ter resultados com imenso ruído, apesar de se notar os limites da ilha.

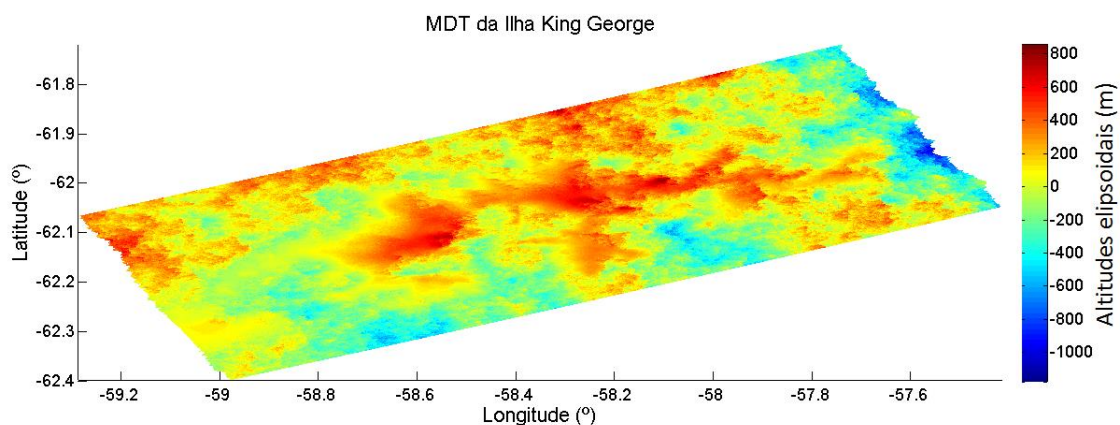


Figura 143 - MDT da Ilha King George.

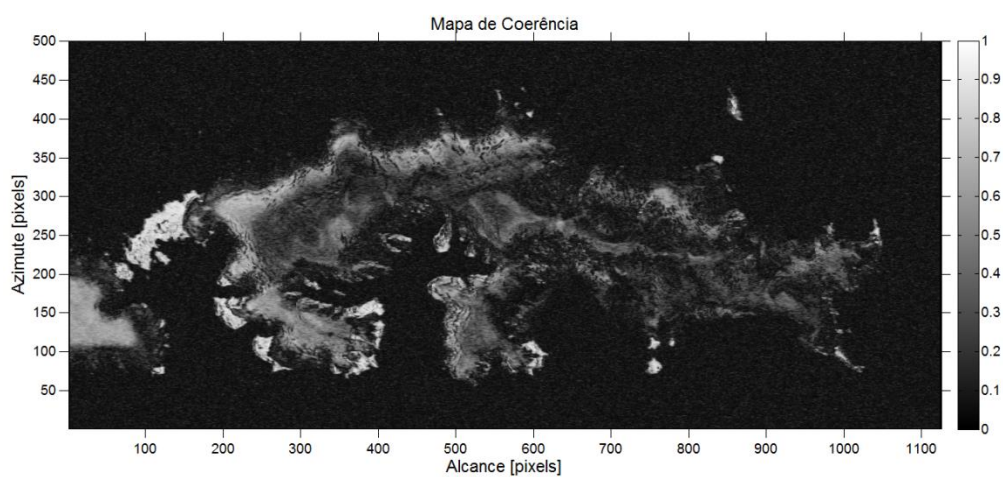


Figura 144 - Mapa de coerência da Ilha King George

No entanto, a norte da ilha, as zonas a vermelho contém altitudes acima dos 200 m, mas que correspondem a água no terreno, o mesmo acontece nas regiões a vermelho, a sudeste da ilha. Tal como no MDT analisado anteriormente, este ruído deve-se, provavelmente, à decorrelação atmosférica, provocada por artefactos atmosféricos, a erros de processamento ou então o efeito da contribuição da água, em redor da ilha, durante o co-registo.

5. Conclusões

5.1 Conclusões do estudo de deformação

O InSAR demonstra ser uma boa ferramenta para o estudo de movimento de glaciares e para a criação de MDTs, em zonas remotas e consideradas de difícil acesso. No entanto a sua aplicabilidade é condicionada pelo tamanho da base temporal das imagens, pela quantidade de água existente na imagem, e pelos erros no MDT. Todos estes factores irão provocar ruído e resultados “indesejados” no interferograma.

Os resultados foram aceitáveis para interferogramas que tinham uma base temporal de 1 dia e de 35 dias, visto que bases temporais elevadas provocam descorrelação temporal elevada, e consequentemente, ruído elevado no interferograma. Portanto, é óbvio que os resultados sejam mais satisfatórios para interferogramas com a base temporal pequena.

Outro aspecto importante a considerar é o facto de se estar na presença de várias ilhas, o que indica quantidades elevadas de água nos pixéis das imagens processadas. A quantidade de água no interferograma vai ter influência durante a correlação entre as imagens, no co-registo, o que posteriormente tem influência na qualidade do interferograma. Esta quantidade de água pode não só representar o mar que envolve as ilhas, mas também para glaciares que tem uma taxa de derretimento elevada, em que os interferogramas têm bases temporais superiores a um dia.

Os erros dos MDT de referência têm uma influência bastante importante, durante a fase final do processamento DInSAR, e consequentemente, na deformação obtida. Os resultados obtidos comprovam realmente que os erros do MDT tiveram um efeito considerável nos interferogramas diferenciais, em particular, para zonas peninsulares isoladas, e áreas montanhosa com uma topografia irregular (erro de 100 m). As zonas peninsulares não são consideradas no MDT da RAMP, e consequentemente, são excluídas no MDT de referência, e esta será, provavelmente, uma das razões pela qual o MDT da RAMP tem um erro de 100 m em áreas montanhosas irregulares, o que é característico nestas regiões. O que significa que o DTM não é fiável e de baixa qualidade. Estes erros induzem, também, uma análise inconclusiva, em determinadas regiões, pois não se consegue discernir deformação da topografia, como é caso de regiões como a Península Byers, e região interior da Ilha Snow.

Dos 14 interferogramas processados, apenas metade tinham resultados aceitáveis para análise. Em termos de resultados, o processamento DInSAR efetuado mostra melhores resultados, em particular, em zonas costeiras e glaciares de grande dimensão. Um exemplo será as zonas costeiras da península de Hurd, que mostram uma clara deformação ao longo da península, para os interferogramas 19960317 e 19960212 (trajecto 390), e 19960131 (trajecto 238), apesar de não ter sido detectada deformação no Glaciar Hurd. Para glaciares de grandes dimensões, tem-se o Glaciar Huntress, Huron, Kaliakra, Etar e Saedinenie Snowfield, que demonstraram uma actividade glacial elevada. Onde a maiores velocidades atingidas rondam, por exemplo, para o Glaciar Huron, de 20 cm/dia (interferograma 19960131), e para o Glaciar Kaliakra de 19.6 cm/dia (interferograma 19960307), entre outros glaciares que chegam a ter

velocidades superiores a 10 cm/dia. Estas velocidades aparentam ser demasiado elevadas, no entanto, as velocidades medidas para as várias zonas de deformação, são influenciadas por uma análise subjectiva, ou seja, é efetuada através de contagem das franjas, o que significa que as velocidades podem não estar completamente correctas, além de que, tem que se ter a certeza se realmente existe deformação. Todavia, de acordo com um estudo efetuado recentemente, foram medidas velocidades muito semelhantes aos resultados aqui apresentados, ou até superiores em certos casos, em que a taxa de velocidade mais elevada de todos os glaciares da ilha é do Glaciar Huron (Osmanoglu *et al.*, 2013).

Outro aspecto interessante que se pode inferir deste trabalho é a caracterização dos vários tipos de padrões de franjas. Estão expostos exemplos destes padrões no anexo 2, e que são descritas a seguir:

- Padrão não linear inferior a uma franja (ex.: zonas costeiras de Hurd e Praia de Zagore)
- Padrão com um número elevado de franjas com uma tendência, possivelmente, topográfica (ex.: glaciares Huron, Perunika, Huntress, Kaliakra).
- Corrente glacial (ex.: Glaciares Huntress, Tarnovo Ice Piedmont, Srebarna).
- Padrão de franjas circular (ex.: glaciar Magura, Huron, Domo Rotch).
- Franjas paralelas (ex.: Vale Devnya).
- Franjas longas (ex.: Glaciar Saedenenie Snowfield, Etar Snowfield, e Verila).
- Zonas peninsulares com franjas topográficas (ex.: Cabo Mezdra, Cabo Timblon, Cabo President, entre outros).

5.2 Perspectivas futuras e recomendações

As perspectivas e recomendações seguintes fornecem sugestões para futura investigação no arquipélago das South Shetlands, ou qualquer outra região na Antártida, para estudos de deformação ou criação de MDTs.

A primeira recomendação será melhorar o MDT de referência da Ilha Livingston, Ilha Snow, e Ilha Deception, ou então, simplesmente refazer o MDT. O MDT fornecido pela NSIDC, realmente acarreta erros que fazem com que o MDT, não seja próprio para estudos de deformação.

Um dos aspectos que se pode melhorar no MDT será a adição das zonas peninsulares de pequenas dimensões ao MDT de referência, pois estas não existem, e a sua cota está praticamente ao nível médio do mar. Estas zonas incluem, a zona do Cabo Shirreff e Cabo Black, as zonas peninsulares da Ilha Snow, como o Cabo Mezdra, Cabo Timblon, Cabo President, Península Hall, Cabo Byewater e Cabo Esteverana, a zona do Cabo Williams, e a região do Cabo Bond e Cabo Elephant. Há certas regiões no interior das ilhas, que do mesmo modo, poderão conter topografia, e ser corrigidas, como a região de Worner Gap, perto do glaciar Huron e a região interior da Ilha Snow.

Outra recomendação consiste em adicionar pequenas ilhas que circundam Livingston e não estão incluídas no MDT, como a Ilha Halfmoon, a Ilha Zed, entre outras de pequenas

dimensões. Além destas, também se pode adicionar a Ilha Greenwich, que é de maiores dimensões, visto situar-se relativamente perto de Livingston, apesar de ser sido ignorada.

Estas recomendações poderão melhorar em muito o MDT, e melhorar a qualidade de estudos de deformação naquela região, tal como para a produção de produtos cartográficos de qualidade. O estudo efectuado nesta dissertação pode ser realizado novamente, mas com o MDT melhorado.

Outra sugestão consistirá em fazer um estudo de validação, por forma a provar a fiabilidade do estudo efetuado nesta dissertação. O estudo poderá ser efetuado através de InSAR, ou até medições GPS, ou através de imagens ópticas, para algumas regiões em particular.

Em relação aos MDTs InSAR produzidos, referente ao capítulo 4. O MDT InSAR da Ilha Livingston pode ser melhorado, fazendo um nova comparação entre este e o MDT de referência melhorado segundo as indicações referidas nos parágrafos anteriores. Depois de efectuada a análise ao histograma de diferenças entre os MDTs, efectua-se uma subtracção da diferença de cota média resultante pelas cotas do MDT InSAR. Para o MDT da Ilha King George, podia-se efectuar o mesmo processo, no entanto, quem poderia fornecer, provavelmente, um MDT de referência, é o *site* da NSIDC, e como é sabido, os erros nos MDTs fornecido por esta instituição podem não ser os mais aceitáveis, apesar de conterem, provavelmente, os MDTs da Antártida com melhor qualidade, se não existir outra fonte de informação. Estes MDTs poderão ser utilizados, posteriormente, para produção de produtos cartográficos ou para estudos de deformação.

6. Referências Bibliográficas

- Amelung F.; Galloway D.L.; Bell J.W.; Zebker H.A.; Lacznia R.J., 1999. Sensing the ups and downs of Las Vegas: InSAR reveals structural control of land subsidence and aquifer-system deformation, *Geology*. Vol. 27, no. 6, pp. 483-486.
- Bamler, R.; Hartl, P., 1998. Synthetic aperture radar interferometry, *Inverse Problems*. Vol. 14, No. 4, pp. R1–R54.
- Chen, C. W.; Zebker, H. A., 2000. Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms, *Journal of the Optical Society of America A*. Vol. 17, pp. 401-414.
- Chen, C. W.; Zebker, H. A., 2001. Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization, *Journal of the Optical Society of America A*. Vol. 18, pp. 338-351.
- Chen, C. W.; Zebker, H. A., 2002. Phase unwrapping for large SAR interferograms: Statistical segmentation and generalized network models, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 40, pp. 1709-1719.
- Chorowicz, J.; Luxey, P.; Rudant, J. P.; Lyberis, N.; Yürür, T.; Gündogdu, N., 1995. Slip-motion estimation along the Ovacik Fault near Erzincan (Turkey) using ERS-1 radar image: evidence of important deformation inside the Turkish plate, *Remote Sensing of Environment*. Vol. 52, pp. 66-70.
- Colesanti, C.; Ferretti, A.; Prati, C.; Rocca, F., 2003. Monitoring landslides and tectonic motions with the Permanent Scatterers Technique, *Engineering Geology*. 68, pp. 3-14.
- Cuffey, K.; Paterson, W., 2010. *The Physics of Glaciers*, Elsevier, ISBN 978-0-12-369461-4.
- Dobinski, W.; 2011, Permafrost, *Earth-Science Reviews*. Vol. 108, Issues 3–4, pp. 158-169. ISSN 0012-8252. DOI: 10.1016/j.earscirev.2011.06.007.
- Ferretti, A.; Monti-Guarnieri, A.; Prati, C.; Rocca, F.; Massonet, D., 2007. *InSAR principles : guidelines for SAR interferometry processing and interpretation*. ESA Publications, ESTEC. Vol. 19, Part A. Noordwijk, The Netherlands
- Fruneau B.; Achache J.; Delacourt C., 1996. Observation and modeling of the Saint-Etienne-de-Tinee landslide using SAR interferometry, *Tectophysics*. Vol. 265, Issues 3–4, pp. 181–190.
- Ivanov L.L. et al., 2005 *Antarctica: Livingston Island and Greenwich Island, South Shetland Islands*, Scale 1:100000 topographic map, Antarctic Place-names Commission of Bulgaria. Sofia.
- Ivanov, L.L., 2009. *Antarctica: Livingston Island and Greenwich, Robert, Snow and Smith Islands*, Scale 1:120000 topographic map, Manfred Wörner Foundation. Troyan. ISBN 978-954-92032-6-4.
- Gabriel, A. K.; Goldstein, R. M., 1988. Crossed orbit interferometry: theory and experimental results from SIR-B, *International Journal of Remote Sensing*. Vol. 9, Issue 5, pp. 857–872.

Gabriel, A. K.; Goldstein, R. M.; Zebker H. A., 1989. Mapping small elevation changes over large areas: differential radar interferometry, *Journal of Geophysical Research*. Vol. 94, pp. 9183-9191.

Goldstein, R. M.; Engelhardt, H.; Kamb, B.; Frolich, R. M., 1993. Satellite Radar Interferometry for Monitoring Ice Sheet Motion: Application to an Antarctic Ice Stream, *Science*. Vol. 262, pp. 1525-1530.

Goldstein, R. M.; Werner, C. L., 1998. Radar interferogram filtering for geophysical applications, *Geophysical Research Letters*. Vol. 25, Issue 21, pp. 4035–4038.

Goldstein, R. M.; Zebker, H. A., 1987. Interferometric radar measurement of ocean surface currents, *Nature*, Vol. 328, pp. 707–709.

Goldstein, R. M.; Zebker H. A.; Werner C. L., 1988 Satellite radar interferometry: Two-dimensional phase unwrapping, *Radio Science*, Vol. 23(4), pp. 713-720.

Graham, L. C., 1974. Synthetic Interferometer Radar for Topographic Mapping, *Proceedings of the IEEE*. Vol. 62, pp. 763–768.

Haeberli, W.; Maisch, M.; Paul, F., 2002. Mountain glaciers in global climate-related observation networks, *World Meteorological Organization Bulletin*. Vol. 51, No. 1, pp. 18-25.

Hanssen, R. F., 2001. *Radar Interferometry: Data Interpretation and Error Analysis*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands. ISBN: 0-7923-6945-9.

Henderson F. M.; Lewis, A. J., 1998. *Manual of Remote Sensing, Volume 2, Principles and Applications of Imaging Radar*, 3rd Edition, John Wiley and Sons. ISBN: 978-0-471-29406-1.

Joughin, I. R.; Winebrenner, D.; Fahnestock, M.; Kwok, R.; Krabill, W., 1996. Measurement of ice-sheet topography using satellite-radar interferometry, *Journal of Glaciology*. Vol. 42, No. 140, pp. 10–22.

Kampes, B., 2005. *Delft Object-Oriented Radar Interferometric Software. User's Manual and technical documentation*, Delft University of Technology. Netherlands.

Kwok, R.; Schweiger, A.; Rothrock, D. A.; Pang, S.; Kottmeier, C., 1998. Sea ice motion from satellite passive microwave imagery assessed with ERS SAR and buoy motions, *Journal of Geophysical Research*. Vol. 103, No. C4, pp. 8191-8214.

Li, F. K; Goldstein, R. M, 1987. Studies of Multi-baseline Spaceborne Interferometric Synthetic Aperture Radar, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 28, pp. 88-97.

Li, F. K.; Goldstein R. M., 1990. Studies of multibaseline spaceborne interferometric synthetic aperture radars, *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*. Vol. 28(1), pp. 88-97.

Liu, H., Jezek K., Li B., 1999. Development of Antarctic digital elevation model by integrating cartographic and remotely sensed data: A geographic information system based approach, *Journal of Geophysical Research*. Vol. 104, Issue B10, 23199-23213.

McCandless Jr., S. W.; Jackson, C. R., 2004. Chapter 1. Principles of Synthetic Aperture Radar, *Synthetic Aperture Radar Marine User's Manual*. pp. 1-23.

Massonnet D.; Briole P.; Arnaud A., 1995. Deflation of Mount Etna monitored by spaceborne radar interferometry, *Nature*. Vol. 375, pp. 567-570.

Massonnet, D.; Feigl, K. L., 1998. Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface, *Reviews of Geophysics*. Vol. 36, Issue 4, pp. 441–500.

Massonnet, D.; Feigl K. L.; Rossi M.; Adragna F., 1994. Radar interferometric mapping of deformation in the year after the Landers earthquake, *Nature*. Vol. 369, 227–230.

Massonnet, D.; Holzer, T.; Vadon, H., 1997. Land subsidence caused by the East Mesa geothermal field, California, observed using SAR interferometry, *Geophysical Research Letters*. Vol. 24, Issue 8, pp. 901–904.

Massonnet D.; Rossi M.; Carmona C.; Adragna F.; Peltzer G.; Feigl K.; Rabbaute T., 1993. The displacement field of the Landers earthquake mapped by radar interferometry, *Nature*. Vol. 364, pp. 138-142.

Mateus, P.; Nico, G.; Catalão, J., 2010. Interpolating MERIS and GPS measurements of precipitable water vapour (PWV) to estimate atmospheric phase delay maps, *Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XV Book Series: Proceedings of SPIE-The International Society for Optical Engineering*. Vol. 7827, Article Number: 782713. Published: 2010, DOI: 10.1117/12.864731.

Mather, P. M., 2004. *Computer Processing of Remotely-Sensed Images - An Introduction*, 3rd Edition, John Wiley & Sons.

Osmanoglu B.; Corcuera M. I.; Navarro F. J.; Braun M.; Hock R., 2013. Frontal ablation and temporal variations in surface velocity of Livingston Island ice cap, Antarctica, *Copernicus Publications*. Vol. 7, Issue 4, pp. 4207-4240.

Parry, M.L.; Canziani, O.F.; Palutikof, J.P.; van der Linden, P.J.; and Hanson, C.E., ed., *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability, Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press. ISBN: 978-0-521-88010-7.

Peltzer, G.; Rosen, P., 1995. Surface Displacement of the 17 May 1993 Eureka Valley, California Earthquake Observed by SAR Interferometry, *Science*. Vol. 268, pp. 1333-1336. DOI:10.1126/science.268.5215.1333.

Peltzer, G.; Rosen, P.; Rogez, F.; Hudnut, K., 1996. Postseismic rebound in fault step-overs caused by pore fluid flow, *Science*, 273, pp 1202–1204.

Prati, C.; Rocca, F.; Monti Guarnieri, A.; Damonti, E., 1990. Seismic Migration For SAR Focussing: Interferometrical Applications, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Vol. 28(4), pp. 627–640.

Rabus, B.; Eineder, M.; Roth, A.; Bamler, R., 2003. The shuttle radar topography mission-a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar, ISPRS journal of photogrammetry and remote sensing. Vol. 57, pp. 241-262.

Rignot, E. J., 1998. Fast recession of a West Antarctic glacier, Science. Vol. 281, no. 537, pp. 6549–6551.

Rosen, P. A.; Hensley, S.; Zebker, H. A.; Webb, F. H.; Fielding, E. J., 1996. Surface deformation and coherence measurements of Kilauea Volcano, Hawaii, from SIR-C radar interferometry, Journal of Geophysical Research. Vol. 101, Issue E10, pp. 23109–23125.

Rosen, P. A.; Hensley, S.; Joughin, I. R.; Li, F. K.; Madsen, S. N.; Rodríguez, E.; Goldstein, R. M., 2000. Synthetic Aperture Radar Interferometry, Proceedings of the IEEE. Vol. 88, Issue 3, pp. 333-382.

Scharroo, R.; Visser, P., 1998. Precise orbit determination and gravity field improvement for the ERS satellites, Journal of Geophysical Research. Vol. 103, No. C4., pp. 8113-8127

Simons M.; Rosen P.A., 2007. Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy, Treatise on Geophysics, Elsevier Press. Vol. 3, pp. 391-446. DOI: 10.1016/B978-044452748-6.00059-6.

Strozzi, T.; Kouraev A.; Wiesmann A.; Wegmüller U.; Sharov A.; Werner C., 2007. Estimation of Arctic glacier motion with satellite L-band SAR data, Remote Sensing of Environment. Vol. 112, Issue 3, pp. 636–645. DOI:10.1016/j.rse.2007.06.007.

Zebker H.; Goldstein R. M., 1986. Topographic mapping from interferometric synthetic aperture radar observations. Journal of Geophysical Research. Vol. 91, Issue B5, pp. 4993-4999.

Zebker H.; Villasenor J., 1992. Decorrelation in interferometric radar echoes, IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing. Vol. 30, pp. 950-959.

Referências da Internet

University of California at Berkeley, n. d. The across track spatial resolution. Retirado do sítio <http://nature.berkeley.edu/~penggong/textbook/chapter3/image/fig325.gif>

ESAA, (n. d.). Real Aperture Radar: Range resolution. Retirado do sítio http://earth.esa.int/applications/data_util/SARDOCS/spaceborne/Radar_Courses/Radar_Course_III/real_aperture_radar_range_resolution.htm

ESAb, (n. d.). Image interpretation: Speckle filters. Retirado do sítio http://earth.esa.int/applications/data_util/SARDOCS/spaceborne/Radar_Courses/Radar_Course_III/image_interpretation_filters.htm

ESAc, (n. d.). ESA Earth Observation Missions. Retirado do sítio <https://earth.esa.int/web/guest/missions/esa-operational-eo-missions>

Antarctic Place-names Commission of Bulgaria, (n. d.). Livingston Island. Retirado do sítio http://web.archive.org/web/20060515161914/apc.mfa.government.bg/liv_geography.htm

SCAR Composite Gazetteer Antarctica, (n. d.).
<https://data.aad.gov.au/aadc/gaz/scar/search.cfm>

Ecophotoexplorers, 2009. Deception Island.
<http://www.ecophotoexplorers.com/antarcticaDeception.asp>

Deception Island Management Group, 2005. Deception Island.
<http://www.deceptionisland.aq/>

Ferranti, J., 2008. Digital elevation data, Antarctica, AN3. Retirado do sítio <http://www.viewfinderpanoramas.org/dem3.html#ant>

ESRI, 2008. Georeferencing a raster dataset. Retirado do sítio http://webhelp.esri.com/arcgisdesktop/9.2/index.cfm?TopicName=Georeferencing_a_raster_dataset

Pavlis, N., 2008. EGM2008 GIS Data, s90w90. Retirado do sítio http://earth-info.nga.mil/GandG/wgs84/gravitymod/egm2008/egm08_gis.html

Instituto Geográfico Nacional, n. d. Grupo A. Temas generales, Grupo A.3 Topografía y Cartografía, Tema 5.2.5. Retirado do sítio <http://www.ign.es/ign/resources/acercaDe/aig/A3.pdf>

Google Earth, n. d. Ilha King George. Retirado do sítio <https://maps.google.com/>

Anexos

Anexo 1 - Descrição pormenorizada da Ilha Livingston.

Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge

A Península Hurd localiza-se entre a Baía South e a Baía False, no sudeste da Ilha Livingston. É um imenso aglomerado de cabos ou pequenas zonas peninsulares, e falésias, que incluem a Falésia Bluff, Falésia Salisbury, Falésia Henry e Falésia Polish. Não contém tanto permafrost como outras regiões da ilha, no entanto, existe a Calota de Gelo de Hurd ou o Domo de Hurd, que é um enorme domo de gelo que ocupa a região central da península, em que a cota mais elevada é de 375 m (sítio da Internet da SCAR). Além do Domo de Hurd, existe ainda um pequeno glaciar, designado por Glaciar Johnsons, junto à baía de Johnsons.

Além da península Hurd, também foi incluída a zona a norte da península, que se estende até a uma cordilheira de picos montanhosos, onde se inclui o Pliska Ridge. Essa região contém o Glaciar Huntress e o Glaciar Contell, o Blakan Snowfield, que é um planalto de gelo com um comprimento de 3 km e uma largura de 2 km (site do Antarctic Place-names Commission of Bulgaria), e o Kresna Gully, que é uma depressão longitudinal que se estende 2700 m. A região inclui, ainda, a Praia Búlgara e a região montanhosa adjacente. Na tabela A1.1 encontram-se os glaciares e as suas características.

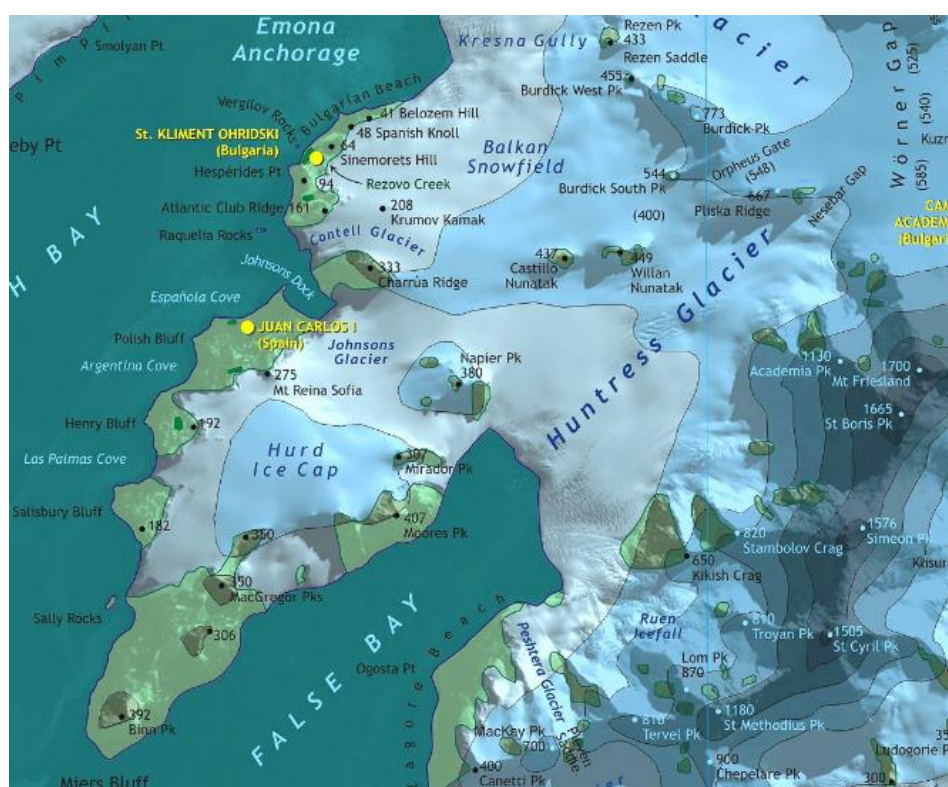


Figura A1.1 – Mapa da região da Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge (Ivanov L.L. et al., 2005).

Tabela A1.1 - Tabela com os glaciares da região da Península Hurd e a região a sul do Pliska Ridge (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica).

Nome da entidade	Coordenadas (ϕ , λ)	Tipo de entidade
Calota de Hurd	62° 41' S, 60° 23' W	Domo
Johnsons	62° 39' S, 60° 22' W	Glaciar
Huntress	62° 41' S, 60° 16' W	Glaciar
Contell	62° 39' S, 60° 22' W	Glaciar
Balkan Snowfield	62° 39' S, 60° 21' W	Planície de neve
Kresna Gully	62° 38' S, 60° 18' W	Depressão

Montanhas de Tangra

As Montanhas de Tangra é um enorme complexo montanhoso, sendo a maior cordilheira de montanhas da ilha, que tem uma largura que ronda, em média, os 8 km, e que se estende por 30 km, entre o Cabo Barnard, na Península de Rozhen, e o Cabo Renier, na Península Burgas, na direcção nordeste. (sítio Internet do Antarctic Place-names Commission of Bulgaria). A cordilheira está rodeada de glaciares que drenam o gelo das suas encostas.

A Península de Rozhen é uma península que se estende 9 km na direcção do Cabo Barnard, e localiza-se entre Baía False, a oeste, pela Baía Brunow e o Estreito de Bransfield, a sudeste (sítio Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica). Na região central da península, encontra-se uma porção das Montanhas de Tangra. Ao longo da costa, a península é constituída por vários glaciares que rodeiam a cordilheira, como o Glaciar Peshtera, o Glaciar Charity, o Glaciar Prespa, o Tarnovo Ice Piedmont, que é uma enorme região coberta de gelo, com pouca elevação, cercada por montanhas, e também, o Ruen Icefall que é um glaciar que contém uma rápida fluidez. Além destes glaciares, existem, ainda, junto à costa, outras zonas de interesse para geodinâmica, como a praia de Zagore, Cabo Barnard, Cabo Botev e o Cabo Samuel.

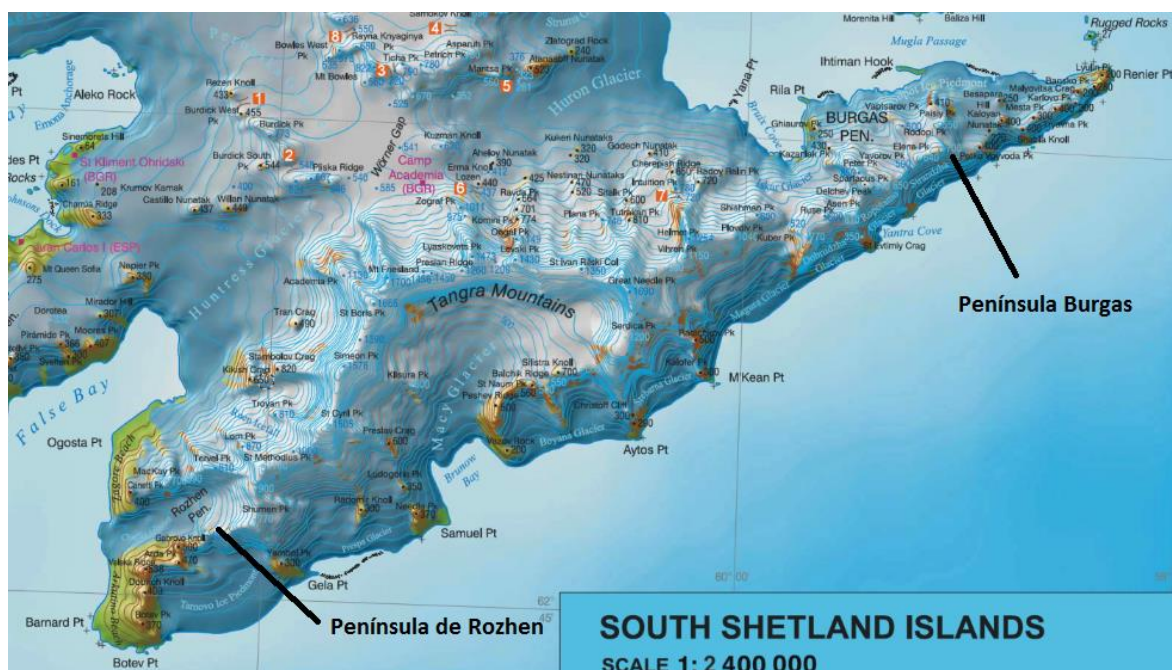


Figura A1.2 - Mapa da região das Montanhas de Tangra (Ivanov L.L., 2009).

Mais para o centro da cordilheira existe, o Glaciar Macy, Glaciar Boyana e o Glaciar Srebarna, a sul, e o Glaciar Huron, a norte, e o Glaciar Magura, a leste.

Na região nordeste da cadeia de montanhas encontra-se a Península Burgas. A Península Burgas estende-se, na direcção nordeste, por 10.5 km, até ao Cabo Renier. A região é cercada, a sul pelo Glaciar Dobrudzha, Glaciar Ropotamo e o Glaciar Strandzha, a norte pelo Sopot Ice Piedmont, e a oeste pelo Glaciar Iskar.

Tabela A1.2 - Tabela com os glaciares da região das Montanhas de Tangra (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica).

Nome da entidade	Coordenadas (φ, λ)	Tipo de entidade
Ruen Icefall	62° 42' S, 60° 16' W	Cascata de gelo
Peshtera	62° 42' S, 60° 18' W	Glaciar
Charity	62° 44' S, 60° 18' W	Glaciar
Tarnovo Ice Piedmont	62° 45' S, 60° 16' W	<i>Piedmont</i>
Prespa	62° 44' S, 60° 13' W	Glaciar
Macy	62° 41' S, 60° 08' W	Glaciar
Boyana	62° 42' S, 60° 05' W	Glaciar
Srebarna	62° 41' S, 60° 03' W	Glaciar
Magura	62° 40' S, 60° 00' W	Glaciar
Dobrudzha	62° 39' S, 59° 57' W	Glaciar
Strandzha	62° 38' S, 59° 54' W	Glaciar
Pautalia	62° 38' S, 59° 52' W	Glaciar
Huron	62° 38' S, 60° 07' W	Glaciar
Iskar	62° 38' S, 59° 59' W	Glaciar

Península de Varna

A Península de Varna é uma zona peninsular que cobre a extremidade noroeste da Ilha de Livingston. Está rodeada a oeste pela Baía Hero, a nordeste pelo Estreito de McFarlane, e a sudeste pela Baía Moon, com uma largura de 9 km e estendendo-se por 12 km na direcção SW-NE. Ao seu centro está os Vidin Heights, que é uma cadeia montanhosa, que contém picos cobertos de gelo que alcançam mais de 600 m de altitude, e que tem 8 km de comprimento, na direcção do Cabo Inott, a oeste (sítio Internet do Antarctic Place-names Commission of Bulgaria). Para sul existem duas cadeias de montanhas que estão separadas pela Gurov Gap, e que rodeiam o Glaciar Kaliakra e Struma. Além do Glaciar Kaliakra, a península contém o glaciar Panega, Debelt, Rose Valley e o Saedinenie Snowfield. A sul da península reside, ainda, o Glaciar Perunika, que se situa a noroeste de Worner Gap.

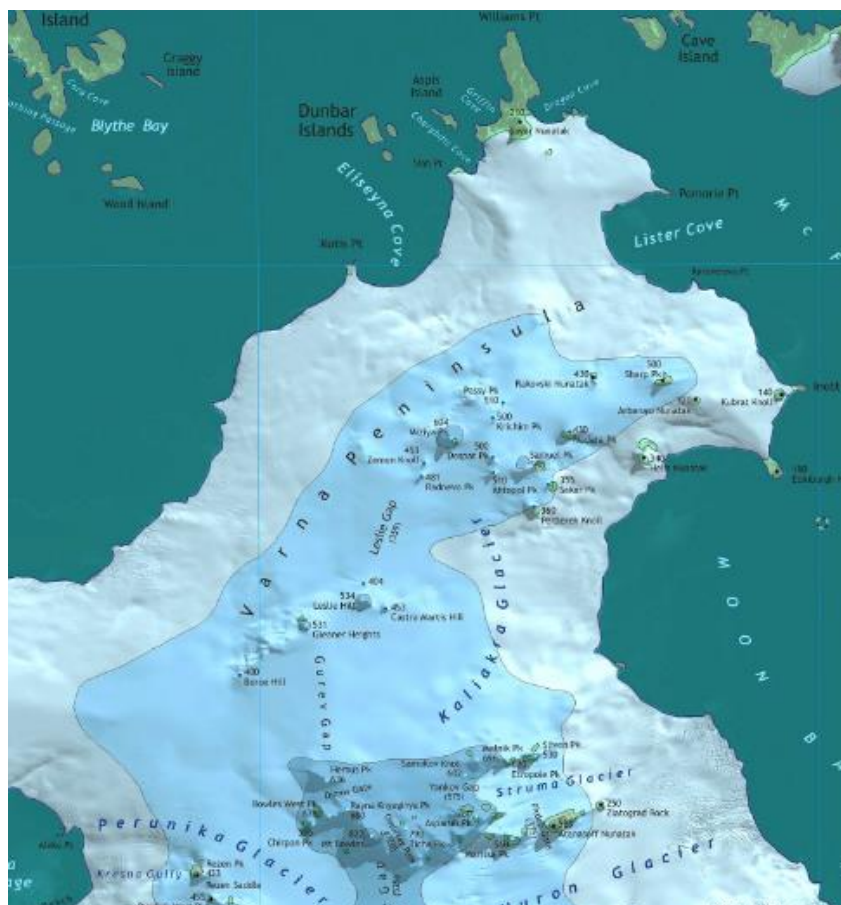


Figura A1.3 - Mapa da região da Península de Varna (Ivanov L.L. *et al.*, 2005).

Tabela A1.3 - Tabela com os glaciares da região da Península de Varna (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica).

Nome da entidade	Coordenadas (ϕ , λ)	Tipo de entidade
Struma	62° 37' S, 60° 08' W	Glaciar
Kaliakra	62° 34' S, 60° 09' W	Glaciar
Panega	62° 32' S, 60° 07' W	Glaciar
Debelt	62° 32' S, 60° 04' W	Glaciar
Rose Valley	62° 30' S, 60° 06' W	Glaciar
Saedinenie Snowfield	62° 32' S, 60° 13' W	Planície de neve
Perunika	62° 36' S, 60° 19' W	Glaciar

Zona central da Ilha

A zona central da ilha está compreendida entre o fim do Saedinenie Snowfield e a região que envolve o Pico Snow. Esta parte da ilha contém um dos maiores glaciares da ilha, que é o Glaciar Tundzha, a norte, e contém ainda glaciares de dimensões mais pequenas como o glaciar Pimpirev e o glaciar Kamchiya, a sul. Existem ainda zonas que contêm alguma actividade de interesse para a geodinâmica, como o Cabo Melta, Cabo Siddons, o Cabo Avitohol, a norte, e o Cabo Hannah e o Cabo Ereby, a sul.



Figura A1.4 - Mapa da região da zona central da ilha (Ivanov L.L., 2009).

Tabela A1.4 - Tabela com os glaciares da região da zona central da ilha (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica).

Nome da entidade	Coordenadas (ϕ , λ)	Tipo de entidade
Tundzha	62° 36' S, 60° 31' W	Glaciar
Pimpirev	62° 37' S, 60° 25' W	Glaciar
Kamchiya	62° 37' S, 60° 31' W	Glaciar

Península Ioannes Paulus II e o Glaciar Verila

A noroeste da ilha, encontra-se a Península Ioannes Paulus II, que se situa a leste da Baía de Barclay e a oeste da Baía Hero, com um extensão de 12.8 km no sentido norte-sul, e com uma largura 8.5 km, em que a sua extremidade a norte é formada pelo Cabo de Shirref, que não contém gelo.

A península é caracterizada pela cadeia montanhosa de Oryahovo Heights. A leste dessa cadeia existem três glaciares, Berkovitsa, Medven e Urdoviza, a oeste encontra-se um enorme glaciar, que se designa por Etar Snowfield, e estende-se, por 15 km, desde a Falésia Mercury, a norte, até ao Domo de Rotch, a sudoeste, e tem uma largura de 5 km, que se estende desde a costa oeste da península até às encostas do Oryahovo Heights (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica).



Figura A1.5 - Mapa da região da Península da Ioannes Paulus II (Ivanov L.L., 2009).

A sul da península encontra-se o Glaciar Verila, delimitado pelo Domo de Rotch a oeste, pelo Pico Snow a norte, e pelo Pico Usta a sudeste, com uma forma que contorna a Baía Walker, com um comprimento de 13 km e uma largura que ronda os 4 km (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica).

Tabela A1. 5 - Tabela com os glaciares da região da Península da Ioannes Paulus II (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica).

Nome da entidade	Coordenadas (ϕ , λ)	Tipo de entidade
Etar Snowfield	62° 34' S, 60° 46' W	Planície de neve
Urdoviza	62° 31' S, 60° 44' W	Glaciar
Medven	62° 33' S, 60° 43' W	Glaciar
Berkovitsa	62° 34' S, 60° 41' W	Glaciar
Verila	62° 36' S, 60° 41' W	Glaciar

Domo de Rotch

O Domo de Rotch é uma enorme cúpula de gelo, que chega a atingir os 360 m de altitude. É delimitada pela Ulrich Wall a oeste, pelo Glaciar Verila a este, e pelo Etar Snowfield a norte. Nas suas proximidades, existem zonas de actividade geológica, como, o cabo Elephant, Praia Ivanov e a Praia de John.

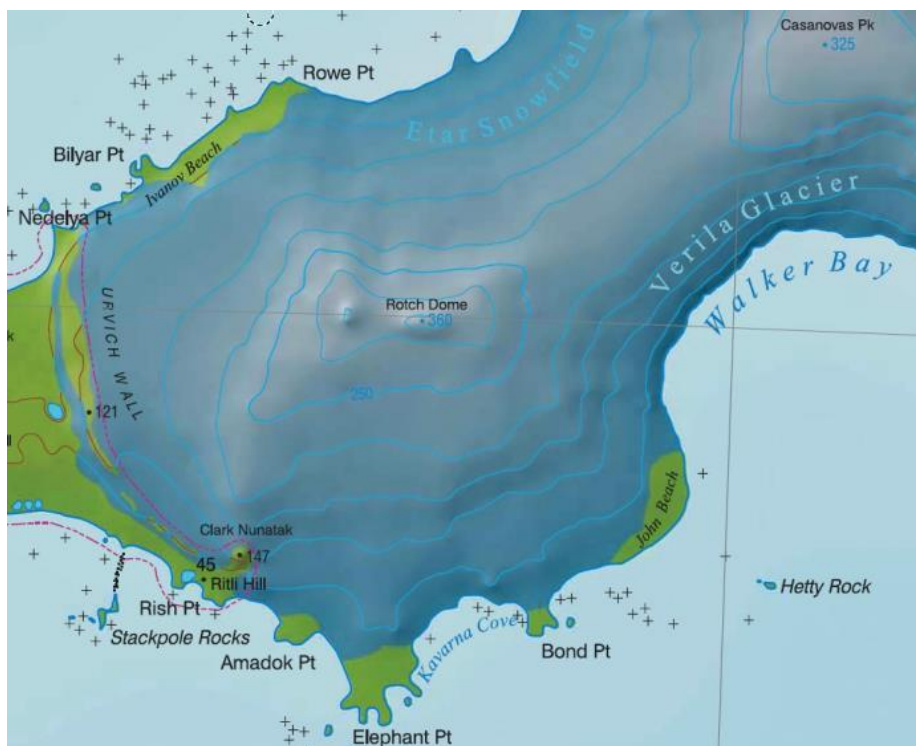


Figura A1.6 - Mapa da região do Domo Rotch (Ivanov L.L., 2009).

Península Byers

A Península Byers é uma península com uma área de 61 km², (sítio da Internet do Antarctic Place-names Commission of Bulgaria), e encontra-se na extremidade oeste da Ilha Livingston, e a oeste da Ulrich Wall. A península é constituída por pouco gelo, e por diversas colinas e montanhas, que se distribuem de forma aleatória por esta. Existe ainda alguma fauna e pouca vegetação. A região é protegida pelo regime de protecção ambiental sobre o Tratado da Antártida, no sentido em que é necessário permissão de entrada.



Figura A1.7 - Mapa da região da Península Byers e Ilha Rugged (Ivanov L.L., 2009).

Existe, ainda, a Ilha Rugged, situada junto à costa oeste da Ilha Livingston, perto da Península Byers, com 4.8 km de comprimento e 1.6 km de largura, com uma área aproximada de 10.4 km² (sítio da Internet da SCAR Composite Gazetteer Antarctica). Esta região, apesar de não conter glaciares, poderá conter alguns fenômenos de subsidência.

Ambas as regiões são caracterizadas pelas baixas altitudes, tendo a zonas montanhosas com a menor elevação naquela região.

Anexo 2 – Padrões de franjas.

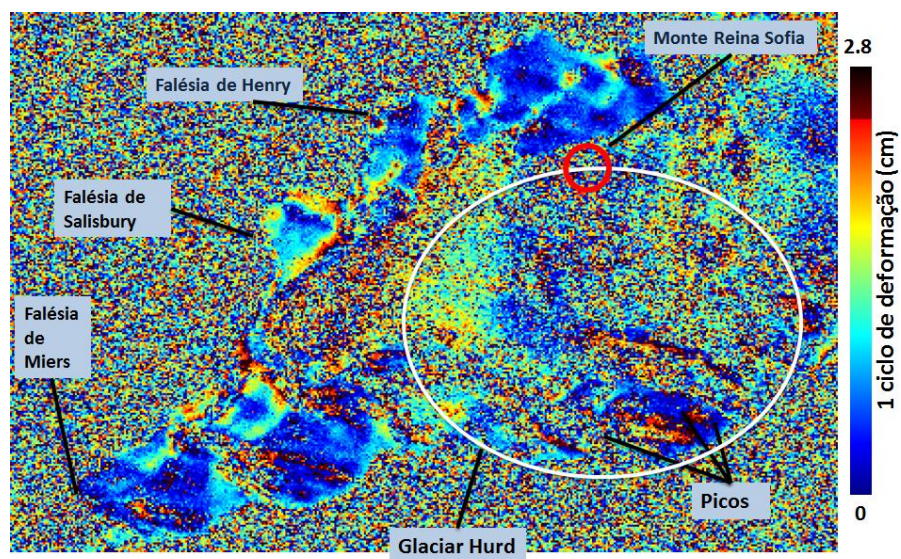


Figura A2.1 - Padrão não linear inferior a uma franja. Zonas costeiras da Península Hurd (interferograma 19960317).

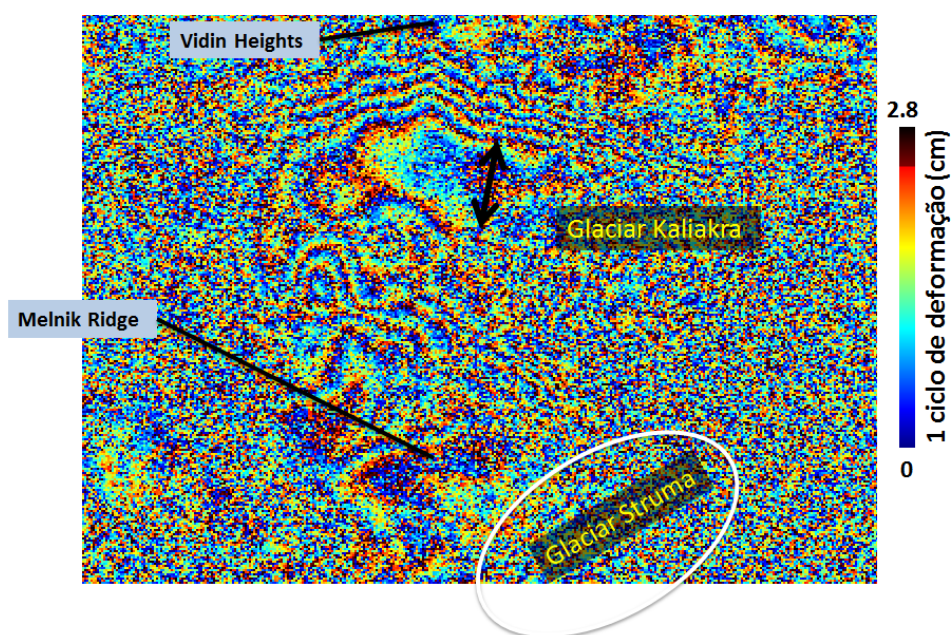


Figura A2.2 - Padrão com um número elevado de franjas com uma possível tendência topográfica. Glaciar Kaliakra (interferograma 19960317).

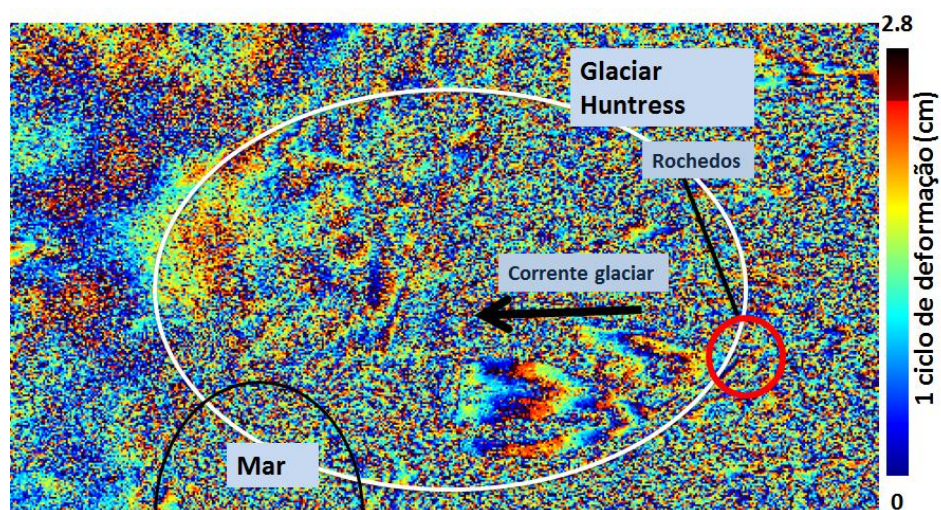


Figura A2.3 - Corrente Glaciär. Glaciares Huntress (interferograma 19960131).

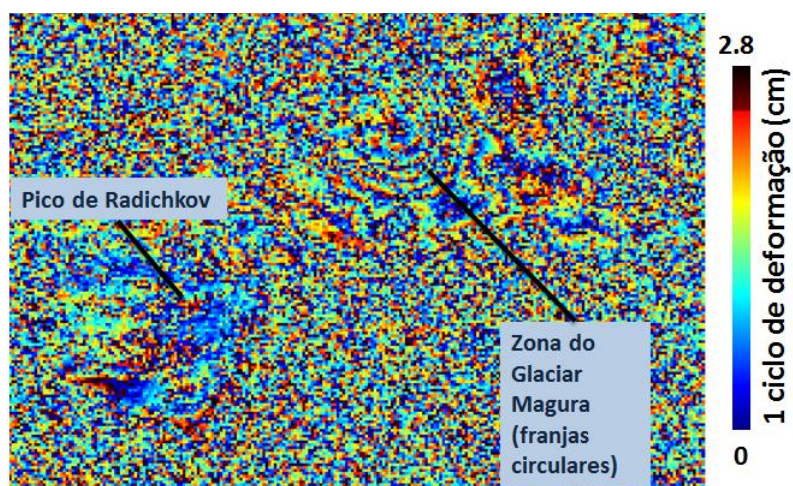


Figura A2.4 - Padrão de franjas circular. Glaciär Magura (interferograma 19960317).

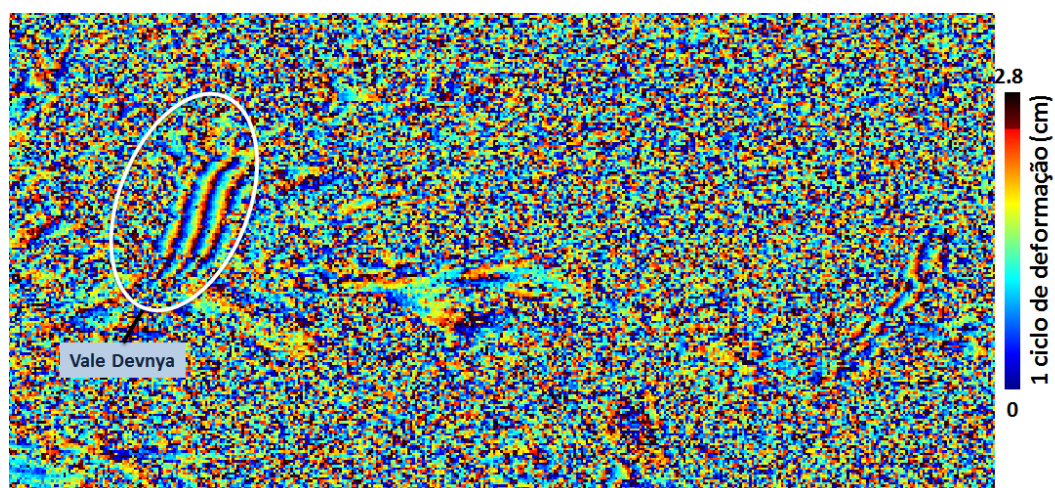


Figura A2.5 - Franjas paralelas. Vale Devnya (interferograma 19960317).

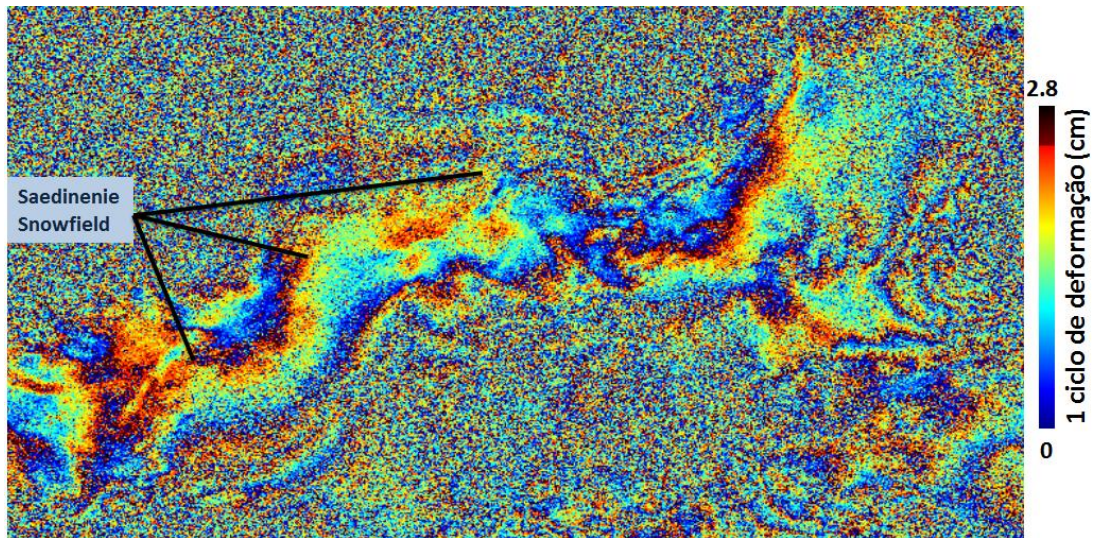


Figura A2.6 - Franjas longas. Saedenenie Snowfield (interferograma 19960317).

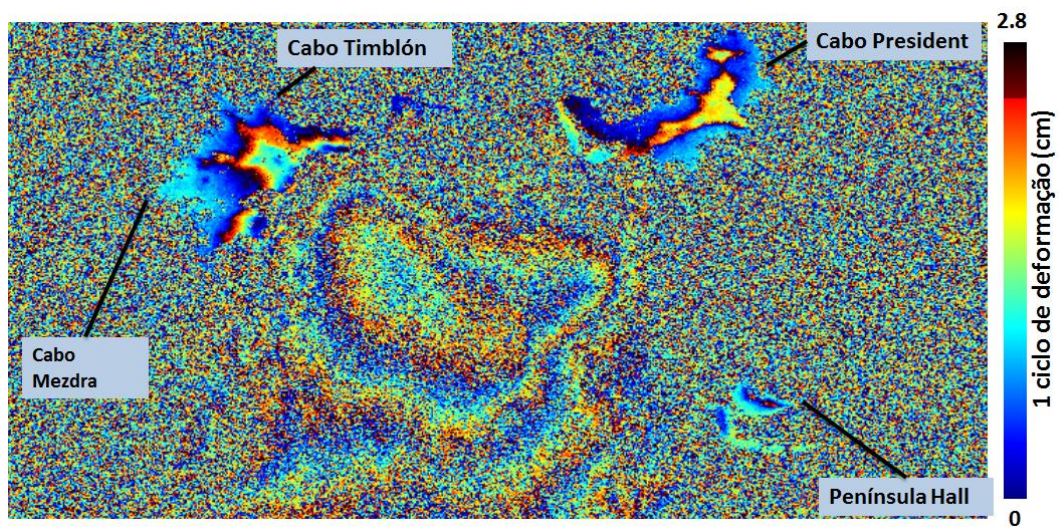


Figura A2.7 - Zonas peninsulares com franjas topográficas. Ilha Snow (interferograma 19960131).